

THÈSE

PRÉSENTÉE

A LA FACULTÉ DES SCIENCES
DE L'UNIVERSITÉ DE CLERMONT-FERRAND

POUR OBTENIR

LE GRADE DE

DOCTEUR ÈS-SCIENCES NATURELLES

PAR

Juliette MERGOIL-DANIEL

Agrégée de l'Université

Maître-Assistante à la Faculté des Sciences de Clermont

**LES FELDSPATHS POTASSIQUES
DANS
LES ROCHES METAMORPHIQUES
DU MASSIF CENTRAL FRANÇAIS**

Soutenue publiquement le 27 juin 1970 devant la Commission d'examen

M. M. ROQUES, Professeur

M. P. LAPADU-HARGUES, Professeur

M. J.-M. PETERLONGO, Professeur

M. J. MAISONNEUVE, Professeur

M. G. SABATIER, Directeur de recherches
au Centre National de la
Recherche Scientifique,
invité

Président

Examineurs

THÈSE

PRÉSENTÉE

A LA FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE CLERMONT-FERRAND

POUR OBTENIR

LE GRADE DE

DOCTEUR ÈS-SCIENCES NATURELLES

PAR

Juliette MERGOIL-DANIEL

Agrégée de l'Université

Maître-Assistante à la Faculté des Sciences de Clermont

LES FELDSPATHS POTASSIQUES DANS LES ROCHES METAMORPHIQUES DU MASSIF CENTRAL FRANÇAIS

Soutenue publiquement le 27 juin 1970 devant la Commission d'examen

M. M. ROQUES, Professeur
M. P. LAPADU-HARGUES, Professeur
M. J.-M. PETERLONGO, Professeur
M. J. MAISONNEUVE, Professeur
M. G. SABATIER, Directeur de recherches
au Centre National de la
Recherche Scientifique,
invité

Président

Examineurs

THÈSE

PRÉSENTÉE

À LA FACULTÉ DES SCIENCES
DE L'UNIVERSITÉ DE CLERMONT-FERRAND

POUR OBTENIR

LE GRADE DE

DOCTEUR ES-SCIENCES NATURELLES

PAR

Juliette MERCOIL-DANIEL

Agée de l'université
Maître-Assistante à la Faculté des Sciences de Clermont



LES FELDSPATHS POTASSIQUES
DANS
LES ROCHES METAMORPHIQUES
DU MASSIF CENTRAL FRANÇAIS

Soutenue publiquement le 27 juin 1970 devant la Commission d'examen

Président	M. M. ROQUES, Professeur
Examineurs	M. P. LAPADU HARGUES, Professeur
	M. J.-M. PETERLONGO, Professeur
	M. J. MAISONNEUVE, Professeur
	M. G. SABATIER, Directeur de recherches au Centre National de la Recherche Scientifique,
	Invité

Doyen : M. KOHLMULLER

Assesseur : M. CHADEYRAS

PROFESSEURS

M.	RAMBAUD René	Chimie
M.	BLANC Eugène	Mathématiques Pures
M.	ROQUES Maurice	Géologie
M.	LAPADU-HARGUES	Minéralogie
M.	LUTZ Hubert	Biologie Animale
M.	RAOULT Gaston	Physique
M.	CHAMPAGNAT Paul	Physiologie Végétale
M.	DUPLESSIS-KERGOMARD Alain	Chimie
M.	AVAN Jean-Louis	Physique Expérimentale
Mme	HENNEQUIN Françoise	Mathématiques Pures
Mlle	BERTHET Ginette	Physique
M.	LOISEAU Jean	Botanique
M.	COMBE René	Physique
M.	DE PUYTORAC Pierre	Zoologie
Mme	AVAN Madeleine	Physique
Mlle	DONDON Marie-Louise	Chimie Physique
M.	DELOST Paul	Physiologie Animale
M.	VIALARD André	Chimie
M.	KOHLMULLER Robert	Chimie Minérale
M.	GUILLAUME Marcel	Algèbre
M.	COMBE Jean	Physique
M.	HENNEQUIN Paul	Mathématiques Appliquées
M.	L'HERITIER Philippe	Génétique
M.	VESSIERE Roger	Chimie Organique
M.	BAILLAUD Lucien	Botanique
M.	JOYON Louis	Zoologie I.U.T.
M.	BERNARD Maurice	Physique

M.	ROCCOS Pantelis	Mathématiques Pures
----	-----------------	---------------------

PROFESSEURS SANS CHAIRE

M.	PETERLONGO Jean-Marc	Géologie
M.	BATHIER Marcel	Physique
M ^{lle}	DUCHER Suzanne	Chimie
M.	FALGAS Maurice	Mathématiques Pures
M.	ROCHE Jean	Physique I.U.T.
M.	MARTINET Pierre	Chimie
M.	MAISONNEUVE Jacques	Géologie
M.	CAPESTAN Michel	Chimie
M.	LENOIR Marcel	Mathématiques Pures
M.	THOMAS Jean	Physique
M.	ISABELLE Didier	Physique
M.	CAUBERE Paul	Chimie
M.	SOULAGE René	Géophysique Générale
M.	COURDURoux Jean-Claude	Botanique

MAITRES DE CONFERENCES

M.	DUFAURE Jean-Pierre	Zoologie
M.	BADRIKIAN Albert	Mathématiques Appliquées
M.	GRAIN Jean	Zoologie
M ^{me}	BESSERRE Anne-Marie	Mathématiques Pures
M.	JEAN Claude	Physiologie Animale
M.	LE THAN PHONG	Mathématiques Pures
M.	MIGNOT Jean-Pierre	Zoologie
M.	VELLEY Georges	Psycho-Physiologie
M.	COUSSEINS Jean-Claude	Chimie
M.	LEMAIRE Jacques	Chimie
M.	CHADEYRAS Marcel	Mathématiques Pures
M.	BOILLAT Guy	Mathématiques Pures
M.	CADORET Robert	Physique
M.	LE MEN François	Physique
M.	GAGNY Claude	Géologie
M.	LEVY Philippe	Génie Electrique I.U.T.

M. ROCHE Guy	Génie Electrique I.U.T.
M. GUILLOT Albert	Biologie Appliquée I.U.T.
M. FANGUIN René	Physique I.U.T.
M. NIGOND Jacques	Agronomie I.U.T.
M. LARPENT Jean-Paul	Microbiologie Appliquée
M. BESSERRE Daniel	Spectroscopie
M. ACKERMANN Patrick	Electronique-Automatique
M. LHOMME Jean	Chimie des Substances Na
M. AUSLENDER Alfred	Mathématiques Appliquées

CHARGES D'ENSEIGNEMENT

M. COFFI N'KETSIA Barben Jean	Mathématiques Pures
M. LETAC Gérard	Mathématiques et Informatique I.U.T.

MAITRE DE CONFERENCES ASSOCIE

Mme PAVEL Liliane	Mathématiques I.U.T.
-------------------	----------------------

ATTACHEE PRINCIPALE

Mme CHOPART Marie-Louise

Juliette MERGOIL-DANIEL

*Agrégée de l'Université
Maître - Assistante à la Faculté des Sciences de Clermont*

LES FELDSPATHS POTASSIQUES
DANS LES ROCHES METAMORPHIQUES
DU MASSIF CENTRAL FRANCAIS*

SOMMAIRE

Pages

AVANT-PROPOS	12
--------------------	----

INTRODUCTION

OBJET ET CONCEPTION DE L'OUVRAGE	15
METHODES D'ETUDE	16
NOMENCLATURE	18
PRINCIPAUX RESULTATS	19

PREMIERE PARTIE

LES FELDSPATHS POTASSIQUES DANS LEUR CONTEXTE

CHAPITRE I - LA MONTAGNE NOIRE

I - GENERALITES	25
A - SITUATION ET HISTORIQUE	25
B - PRINCIPAUX FACIES ETUDIES	27

* Publié aux Annales de la Faculté des Sciences de l'Université de Clermont
1970, n° 42, Géologie et Minéralogie, 20^e fascicule.
Centre de Documentation Pédagogique, 34 avenue Carnot, 63-Clermont-Ferrand

II - PETROGRAPHIE DES GNEISS OEILLES DE LA MONTAGNE NOIRE	28
A - PETROGRAPHIE DES YEUX	28
1 - Inclusions de biotite	28
2 - Inclusions de plagioclases	29
3 - Autres inclusions	30
4 - Cristallisations polygonales	30
B - PETROGRAPHIE DU RESTE DE LA ROCHE	31
C - PETROGRAPHIE DE FACIES PARTICULIERS	32
III - COMPOSITION CHIMIQUE DES GNEISS OEILLES DE LA MONTAGNE NOIRE	35
A - COMPOSITION DE LA ROCHE TOTALE	35
1 - Différents types de gneiss oeillés	35
2 - Faciès métamorphique	41
3 - Composition Q : Ab : Or	42
B - COMPOSITION DES "YEUX"	43
1 - Composition globale des "yeux"	44
2 - Distinction entre phases plagioclasiques	45
C - RELATION ENTRE LA COMPOSITION DES YEUX ET CELLE DE LA ROCHE TOTALE	45
IV - PROBLEME DE LA GENESE DES GNEISS OEILLES	47
V - PETROGRAPHIE, MINERALOGIE ET COMPOSITION CHIMIQUE DES ANATEXITES LEUCOCRATES	49
A - ETUDE PETROGRAPHIQUE ET MINERALOGIQUE	49
1 - Caractères généraux	49
2 - La cordiérite	49
3 - Le grenat	50
4 - Aspects particuliers	52
B - ETUDE CHIMIQUE	53
C - GENESE ET CRISTALLISATION DES ANATEXITES	55
VI - ETUDE MINERALOGIQUE	56
A - LES MICAS	56
B - MISE EN EVIDENCE DE TROIS TYPES DE FELDSPATHS POTASSIQUES	61
1 - Mise en évidence et répartition	61
2 - Etat structural des différents feldspaths	64
C - LES FELDSPATHS POTASSIQUES DES GNEISS OEILLES DE L'AGOUT ET DE NORRE	66
1 - Eléments de comparaison	66
2 - Conditions thermodynamiques relatives et absolues de cristallisation	71
3 - Evolution différentielle des gneiss oeillés de Norre et de l'Agoût	73
4 - Problème de l'origine du feldspath potassique	74

VII - LES OLIGOELEMENTS	74
A - OLIGOELEMENTS DES FELDSPATHS POTASSIQUES	74
1 - Caractéristiques des feldspaths des principaux faciès	74
2 - Relations géochimiques interéléments	77
3 - Relation entre état structural et oligoéléments	78
4 - Coexistence de feldspaths potassiques à caractéristiques oligoélémentaires différentes	78
5 - Interprétation pétrogénétique	81
B - DISTRIBUTION DES ELEMENTS TRACES ENTRE FELDSPATHS POTASSIQUES ET PLAGIOCLASES COEXISTANTS	83
1 - Problème de pureté du plagioclase	83
2 - Comparaison avec courbes expérimentales	84
3 - Signification du rapport des oligoéléments entre feldspaths	85
C - DISTRIBUTION DU Rb ENTRE FELDSPATHS POTASSIQUES ET MICAS COEXISTANTS	86
1 - Valeur absolue des teneurs	87
2 - Relation entre Rb du feldspath potassique et Rb de la biotite	87
3 - Relation entre Rb du feldspath potassique et Rb de la muscovite	88
4 - Relation entre Rb du feldspath potassique - Rb de la biotite et Rb de la muscovite	88
5 - Signification pétrographique de la relation.....	90
D - ANOMALIES DE DISTRIBUTION DU Rb ET INTERET PETROGENETIQUE	92
1 - Exemples de distribution anormale	92
2 - Signification pétrogénétique de la répartition anormale du Rb en Montagne Noire	93
3 - Distribution du Rb entre minéraux coexistants et corrél- lation $\frac{87}{86} \text{Sr} / \frac{87}{86} \text{Rb}$	95
E - SIGNIFICATION PETROGENETIQUE DES OLIGOELEMENTS DANS LA MONTAGNE NOIRE	96
VIII - CONCLUSIONS GENERALES	97
A - PRINCIPAUX FACIES	97
B - PROBLEME DE RELATION ENTRE GNEISS OEILLES ET ANATEXITES LEUCO- CRATES	98
C - INTERPRETATION PETROGENETIQUE	100
C H A P I T R E II - HAUT-ALLIER ET CEVENNES MEDIANES	
I - PRINCIPALES UNITES GEOLOGIQUES : SITUATION ET HISTORIQUE	106
A - BASSIN DU HAUT-ALLIER	106
1 - La région brivadoise	106
2 - L'Arc de Fix	107

B - CEVENNES MEDIANES	108
C - PRINCIPAUX FACIES ETUDIES	110
II - CARACTERES PETROGRAPHIQUES ET CHIMIQUES DES PRINCIPAUX FACIES A FEL- DSPATHS POTASSIQUES	111
A - ROCHES METAMORPHIQUES D'ORIGINE PELITIQUE	111
1 - Caractères pétrographiques	111
2 - Caractères chimiques	112
B - FACIES LEPTYNIQUES (s.l) ET AMYGDALAIRES DU BRIVADOIS	117
1 - Travaux antérieurs	117
2 - Composition chimique	117
C - LES GNEISS OEILLES ET ANATEXITES LARGEMENT CRISTALLISEES	122
1 - Caractères pétrographiques	122
2 - Composition chimique	127
D - LES ANATEXITES LEUCOCRATES	130
E - RELATIONS ENTRE LES DIFFERENTS FACIES	131
1 - Gneiss oeillés et roches métamorphiques de la région bri- vadoise	131
2 - Evolution des gneiss oeillés par anatexie	132
III - SYMETRIE ET OLIGOELEMENTS DES FELDSPATHS POTASSIQUES	134
A - LES FELDSPATHS POTASSIQUES DES ROCHES D'ORIGINE PELITIQUE	134
1 - Résultats analytiques	135
2 - Symétrie	135
3 - Oligoéléments	136
B - FORMATIONS LEPTYNIQUES (s.l.) ET OEILLEES DE LA SERIE BRIVADOISE	136
1 - Résultats analytiques	136
2 - Symétrie	136
3 - Oligoéléments	137
4 - Equilibre géochimique entre minéraux	139
C - FORMATIONS OEILLEES DE L'ARC DE FIX ET CEVENNES MEDIANES	141
1 - Résultats analytiques	141
2 - Symétrie	142
3 - Oligoéléments	145
D - LE GRANITE DE ROCLES (CEVENNES MEDIANES)	147
E - LES ANATEXITES LEUCOCRATES DU VELAY	148
IV - INTERPRETATION PETROGENETIQUE	149
A - SYMETRIE DES FELDSPATHS POTASSIQUES	149
B - OLIGOELEMENTS DES FELDSPATHS POTASSIQUES	149
1 - Oligoéléments et lithologie	149
2 - Oligoéléments et coefficient de partage entre minéraux	149
3 - Oligoéléments, critère de distinction entre anatexites	149
4 - Oligoéléments et caractère topochimique d'un métamorphisme	149
C - HISTOIRE PETROGENETIQUE DE LA REGION	149

CHAPITRE III - LES MONTS DU LYONNAIS

<i>I - PRINCIPALES UNITES GEOLOGIQUES DE LA REGION</i>	154
<i>II - ANATEXITES A CORDIERITE DE ST-SYMPHORIEN SUR COISE</i>	155
A - CARACTERES PETROGRAPHIQUES ET CHIMIQUES	155
B - FELDSPATH POTASSIQUE	156
<i>III - LEPTYNITES ET ANATEXITES LEPTYNIQUES</i>	156
A - RELATIONS DE TERRAIN ET ORIGINE	156
1 - Leptynites et gneiss	156
2 - Leptynites et anatexites leptyniques	157
B - COMPOSITION CHIMIQUE ET MINERALOGIQUE	157
C - NIVEAU METAMORPHIQUE	158
D - LES FELDSPATHS POTASSIQUES	159
1 - Etat structural	159
2 - Composition oligoélémentaire	161
3 - Conclusions sur les feldspaths.....	161
<i>IV - EMBRECHITES AMYGDALAIRES</i>	162
A - FACIES YZERON	162
1 - Composition chimique et minéralogique	162
2 - Feldspaths potassiques	163
B - GROUPE D'AFFOUX	164
<i>V - CONCLUSIONS</i>	165

CHAPITRE IV - HAUT-LIMOUSIN ET BAS-LIMOUSIN

<i>I - GENERALITES</i>	169
A - APERCU GEOLOGIQUE	169
B - FACIES DE METAMORPHISME EN LIMOUSIN	172
C - PRINCIPAUX FACIES ETUDIES ET INTERET DE LEUR ETUDE	175
D - GISEMENT STRATOIDE	175
<i>II - PETROGRAPHIE ET MINERALOGIE DES FACIES OEILLES ET AMYGDALAIRES</i> ...	176
A - FORMATIONS OEILLEES ET AMYGDALAIRES DE L'ANTICLINAL DE TULLE ..	176
1 - Gisement	176
2 - Composition chimique et minéralogique	177
3 - Mise en évidence de deux types de feldspaths potassiques et répartition relative	177

4 - Le feldspath potassique du granite de Cornil	184
5 - Interprétation pétrogénétique	184
B - FORMATIONS OEILLEES DE DOURNAZAC	185
C - FORMATIONS OEILLEES DU MASSIF DU THAURION	186
D - LES FELDSPATHS POTASSIQUES DES FACIES MIGMATITIQUES OEILLES DU LIMOUSIN	189
III - PETROGRAPHIE ET MINERALOGIE DES FACIES LEPTYNIQUES s.l.	190
A - SITUATION GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE DES PRINCIPAUX TYPES ETUDIES	190
B - COMPOSITION CHIMIQUE ET MINERALOGIQUE	191
C - ETAT STRUCTURAL PARTICULIER DES FELDSPATHS DE LEPTYNITES ANA- TEXIQUES	193
D - CONSTANCE DES OLIGOELEMENTS DANS LES FELDSPATHS DES LEPTYNITES ET LEPTYNITES ANATEXIQUES	195
E - LES FELDSPATHS POTASSIQUES DANS LES LEPTYNITES	195
IV - DISTRIBUTION DES OLIGOELEMENTS ENTRE MINERAUX COEXISTANTS	196
A - DISTRIBUTION DU Rb, Sr, Ba ENTRE PLAGIOCLASE ET FELDSPATH POTASSIQUE	196
B - TENEURS ABSOLUES EN Rb DES MINERAUX ET STADES DE MOBILISATION	197
C - DISTRIBUTION NORMALE ET ANORMALE DU Rb ENTRE BIOTITE - MUSCO- VITE ET FELDSPATH POTASSIQUE COEXISTANTS	198
V - CONCLUSIONS GENERALES	200
A - FACIES AMYGDALAIRES	200
B - FACIES LEPTYNIQUES	200
C - INTERPRETATION PETROGENETIQUE	200

C H A P I T R E V - ROUERGUE

I - LOCALISATION ET UNITES GEOLOGIQUES	204
II - LEVEZOU ET MASSIF DU PINET	205
A - PETROGRAPHIE ET MINERALOGIE DES GNEISS OEILLES	205
B - PETROGRAPHIE ET MINERALOGIE DES GRANITES D'ANATEXIE LOCALE ET GRANITES DU PINET	210
1 - Granite d'anatexie locale	210
2 - Granite du Pinet	211
C - PETROGRAPHIE ET MINERALOGIE DES ANATEXITES GNEISSIQUES	212
D - CONCLUSIONS SUR LEVEZOU ET PINET	213

III - MASSIF DE RIEUPEYROUX	213
A - CARACTERES PETROGRAPHIQUES ET CHIMIQUES	213
B - FELDSPATHS POTASSIQUES	214
IV - PALANGES ET SEGALA DE RODEZ	215
A - GNEISS OEILLES DE RODEZ	215
B - FACIES GRANITIQUES DES PALANGES	217
C - PORPHYROIDES DE REQUISTA	217
V - CONCLUSIONS SUR LE ROUERGUE	

DEUXIEME PARTIE

CARACTERES ET INTERPRETATION PETROGENETIQUE DES FELDSPATHS POTASSIQUES DANS LES ROCHES METAMORPHIQUES DU MASSIF CENTRAL FRANCAIS.

CHAPITRE I

CARACTERES DES FELDSPATHS POTASSIQUES DANS LES ROCHES METAMORPHIQUES

I - SYMETRIE DES FELDSPATHS POTASSIQUES	221
A - CONSTANCE DE L'ETAT STRUCTURAL DANS UNE UNITE GEOLOGIQUE D'UNE REGION DONNEE	221
B - ABSENCE DE LIAISON DIRECTE ENTRE L'ETAT STRUCTURAL D'UNE PART, LA COMPOSITION CHIMIQUE, LES EFFETS MECANIQUES ET L'AGE D'AUTRE PART	222
C - RELATION ENTRE ANGLES D'AXES ET SYMETRIE	223
D - EXISTENCE DE DOMAINES DE STRUCTURE	224
E - CARACTERE EXCEPTIONNEL DES FELDSPATHS A POURCENTAGE DE TRICLINISME MOYEN	224
F - FACTEURS ET MODALITES D'EVOLUTION DE LA SYMETRIE EN MILIEU NATUREL	225
G - MISE EN EVIDENCE ET SIGNIFICATION DE LA COEXISTENCE DANS UNE ROCHE DE FELDSPATHS D'ETATS STRUCTURAUX DIFFERENTS	226
H - SYMETRIE DES FELDSPATHS ET CONDITIONS THERMODYNAMIQUES	227
II - OLIGOELEMENTS DES FELDSPATHS POTASSIQUES	232
A - CONSTANCE DU CONTENU OLIGOELEMENTAIRE DANS UNE UNITE GEOLOGIQUE D'UNE REGION DONNEE	233
B - PERENNITE DES CARACTERES OLIGOELEMENTAIRES	234

C - LIAISON ENTRE LES CARACTERES OLIGOELEMENTAIRES ET L'ORIGINE DES FELDSPATHS POTASSIQUES	234
D - CORRELATION ENTRE OLIGOELEMENTS DANS LES FELDSPATHS	234
E - ABSENCE DE RELATION ENTRE K et Rb DANS LES FELDSPATHS POTAS- SIQUES ET DISTRIBUTION DU Rb ENTRE MINERAUX COEXISTANTS	237
F - COEFFICIENT DE PARTAGE DU Rb ENTRE BIOTITE - MUSCOVITE ET FELDSPATH POTASSIQUE D'UNE ROCHE	239
G - DISTRIBUTION ANORMALE DU Rb ENTRE PHASES COEXISTANTS	239
III - SYMETRIE ET OLIGOELEMENTS DANS LES FELDSPATHS POTASSIQUES	240
A - INDEPENDANCE DES DEUX CARACTERISTIQUES	240
B - SIGNIFICATION RELATIVE DE LA SYMETRIE ET DES OLIGOELEMENTS ...	240

C H A P I T R E I I

INTERPRETATION PETROGENETIQUE DES FELDSPATHS POTASSIQUES DANS LE MASSIF CENTRAL FRANCAIS

I - LES FACIES OEILLES	242
A - GNEISS OEILLES (I) DE LA MONTAGNE NOIRE ET HAUT-ALLIER	242
B - GNEISS OEILLES (II) DES AUTRES REGIONS	244
C - GRANITES D'ANATEXIE LOCALE	247
II - LES FACIES LEPTYNIQUES s.l.	247
III - LES FACIES ANATEXIQUES	249
A - ANATEXITES A CORDIERITE TYPE AUBUSSON (I) ET ANATEXITES LEUCO- CRATES (II)	249
B - ANATEXITES DE MOBILISATION (III)	252
IV - LES MIGMATITES STRATOÏDES	254

C O N C L U S I O N S

I - CARACTERES DES FELDSPATHS POTASSIQUES DANS LES ROCHES METAMOR- PHIQUES	221
II - INTERPRETATION PETROGENETIQUE DES FELDSPATHS DANS LE MASSIF CENTRAL FRANCAIS	242

TABLEAUX DES RESULTATS ANALYTIQUES NOUVEAUX

BIBLIOGRAPHIE

PLANCHES

TABLE DES FIGURES

Montagne Noire	Page
1.- Caractéristiques de la transformation $\alpha \rightleftharpoons \beta$ des quartz de gneiss oeuillés	31
2.- Composition ACF - A'KF des gneiss oeuillés	39
3.- Composition FeO + MgO - K ₂ O - Na ₂ O des gneiss oeuillés	41
4.- Composition Q - Ab - Or des gneiss oeuillés	42
5.- Comparaison du rapport Ab/Q dans les roches totales (●) et les yeux feldspathiques (●)	46
6.- Composition normative Q : Ab : Or des "yeux" de gneiss oeuillés	48
7.- Position de la biotite et du grenat dans les anatexites leucocrates	51
8.- Composition des biotites	58
9.- Triclinisme des feldspaths potassiques des formations de Norre et de l'Agoût (gneiss oeuillés et anatexites)	62
10.- Relation entre -2 V et P dans les feldspaths potassiques	63
11.- Angle des axes optiques des feldspaths potassiques	63
12.- Principaux types structuraux de feldspaths potassiques	64
13.- Répartition d'Al dans les feldspaths potassiques	65
14.- Oligoéléments des feldspaths potassiques dans les gneiss oeuillés et les anatexites leucocrates (Agoût)	75
15.- Corrélation positive entre Sr et Ba dans les feldspaths potassiques	77
16.- Absence de corrélation entre Rb et K dans les feldspaths potassiques	78
17.- Distribution du Rb, Sr et Ba entre feldspath potassique et plagioclase	85
18.- Distribution du Rb entre minéraux coexistants d'une roche	
19.- Distribution du Rb entre biotite, muscovite et feldspath potassique dans les roches de la Montagne Noire	90
20.- Relation théorique de teneurs en Rb entre biotite (▲) et feldspath potassique (●) réactionnel	91
21.- Absence de corrélation entre K et Rb dans les biotites (▲) et les feldspaths potassiques (●)	92
22.- Exemple de distribution anormale du Rb entre minéraux coexistants d'une roche	93
Haut-Allier - Cévennes médianes	
23.- Composition ACF - A'KF des roches d'origine pélitique	115
24.- Composition A'KF des anatexites à sillimanite et des anatexites à cordiérite	116
25.- Composition des roches d'origine pélitique (FeO + MgO, K ₂ O, Na ₂ O) ..	116
26.- Composition ACF - A'KF des leptynites et des matériaux origine possibles	120
27.- Composition des leptynites (s.l), (CaO/Na ₂ O + K ₂ O)	120
28.- Composition des leptynites s.l (FeO + MgO - K ₂ O - Na ₂ O)	121
29.- Transformation $\alpha \rightleftharpoons \beta$ des quartz de gneiss oeuillés	127
30.- Composition des gneiss oeuillés (CaO/Na ₂ O + K ₂ O)	128

31.- Composition A'KF des gneiss oeillés	129
32.- Composition des gneiss oeillés (FeO+MgO, K ₂ O, Na ₂ O)	130
33.- Comparaison de la composition A'KF des ectinites de la série brivadoise et des gneiss oeillés de l'Arc de Fix	132
34.- Comparaison des rapports normatifs Ab/An dans les différents faciès	133
35.- Diagramme de fréquence des valeurs P du pourcentage de triclinisme des feldspaths potassiques	134
36.- Distribution du rubidium entre minéraux coexistants	140
37.- Distribution des oligoéléments entre feldspaths potassiques et plagioclases dans les leptynites	140
38.- Comparaison des teneurs en Sr et Ba dans les feldspaths potassiques de l'Arc de Fix et de la série brivadoise	146
39.- Comparaison des teneurs en Sr et Rb dans les feldspaths potassiques de l'Arc de Fix et de la série brivadoise	146

Lyonnais

40.- Composition des anatexites de St-Symphorien-sur-Coise	155
41.- Etat structural des feldspaths potassiques de leptynite et anatexite	160

Haut-Limousin - Bas-Limousin

42.- Composition A'KF de micaschiste et gneiss du Limousin	173
43.- Paragenèses successives des micaschistes de Trésennes	174
44.- Diffractogrammes (K α_1 Cu) de feldspath potassique (faciès migmatitiques oeillés de Cornil) au voisinage des raies 131 - 131 ...	180
45.- Diffractogrammes (K α_1 Cu) de feldspath potassique type T+t	181
46.- Diffractogrammes (K α_1 Cu) de feldspath potassique au voisinage des raies 131 - 131 : type T+t avec T dominant	182
47.- Diffractogrammes (K α_1 Cu) de feldspath potassique (comparaison leptynite et leptynite anatexique) au voisinage des raies 131-131	183
48.- Composition des leptynites (s.l.), (CaO/Na ₂ O + K ₂ O)	192
49.- Distribution du Rb, Sr et Ba entre feldspath potassique et plagioclase. Comparaison avec les courbes expérimentales	196
50.- Comparaison des teneurs absolues en Rb des minéraux dans les ectinites, roches migmatitiques et pegmatites associées	197
51.- Distribution du Rb entre minéraux coexistants	199

Rouergue

52.- Comparaison du rapport Q/Ab dans roche totale et oeil feldspathique	207
53.- Répartition du Rb entre minéraux coexistants dans gneiss oeillés et gneiss à deux micas	208
54.- Répartition des oligoéléments entre minéraux	211

Caractères et interprétation pétrogénétique des feldspaths potassiques

55.- Constance de la symétrie des feldspaths potassiques dans une unité géologique	221
56.- Triclinisme des feldspaths potassiques dans les roches métamorphiques du Massif Central français	225

57.- Principaux types de feldspaths potassiques d'après l'étude de la zone 131 - 131	226
58.- Représentation qualitative de l'équilibre relatif de l'orthose et du microcline dans les terrains métamorphiques	230
59.- Symétrie comparée des feldspaths potassiques dans les roches métamorphiques et les roches plutoniques	231
60.- Histogrammes de fréquence des teneurs en Sr et Ba dans les feldspaths de roches métamorphiques et les mégacristsaux du granite de l'Aigoual	233
61.- Corrélation entre Sr et Ba dans les feldspaths potassiques	235
62.- Corrélation inverse entre Ba et Rb/Sr dans les feldspaths potassiques	236
63.- Indépendance entre K et Rb dans les feldspaths potassiques	238
64.- K/Rb dans feldspath potassique et biotite coexistants d'une roche	238
65.- Répartition du Rb entre minéraux coexistants d'une roche	239
66.- Composition (FeO+MgO, K ₂ O, Na ₂ O) des anatexites à faciès Aubusson et des anatexites leucocrates	249
67.- Teneurs en Sr et Ba des feldspaths potassiques dans les anatexites à faciès Aubusson et les anatexites leucocrates	250
68.- Place des anatexites à faciès Aubusson et des anatexites leucocrates dans les séries de faciès métamorphiques	251

A MON MARI,

*qui, par sa patience, ses connaissances
et sa présence sur le terrain, a facilité la
réalisation de ce travail.*

AVANT-PROPOS

Mes études de licence achevées, je préparai un diplôme d'études supérieures sous la direction de Monsieur le Professeur Roques. De là un enchaînement de circonstances dont les artisans ont été Messieurs les Professeurs Roques et Lapadu-Hargues, m'a conduit à assurer les fonctions d'Assistant, puis à rester durant quatre ans et demi comme Attachée de Recherche, et maintenant à occuper un poste de Maître-Assistant.

Je les remercie d'avoir ainsi présidé à l'évolution de ma carrière et de m'avoir permis, dans les premiers stades de celle-ci, de préparer le concours d'agrégation. Puisse le travail que je présente aujourd'hui ne pas les décevoir dans la confiance qu'ils ont placée en moi.

Mon détachement au Centre National de la Recherche Scientifique m'a permis de débiter et de poursuivre dans les meilleures conditions l'étude que Monsieur le Professeur Roques a bien voulu me confier. Malgré ses lourdes charges, il a suivi de près l'élaboration de ce travail et a contribué largement à lui donner son visage définitif. Je tiens à lui exprimer ici ma profonde reconnaissance pour tout ce qu'il a fait pour moi depuis mon entrée dans ce laboratoire.

C'est à Monsieur le Professeur Lapadu-Hargues que j'ai confié mes premiers problèmes sur la géochimie des feldspaths, et ses remarques ont été pour moi source de fructueuses méditations.

Au début de ce travail dont il a encouragé les premiers pas, Monsieur Sabatier, Directeur de Recherche au C.N.R.S., m'a fait profiter de ses connaissances sur les feldspaths. Je le remercie d'avoir bien voulu accepter de faire partie de mon jury de thèse.

Monsieur K. Jasmund, Professeur de Minéralogie à Cologne, m'a permis d'utiliser les installations de fluorescence X de son laboratoire, et a facilité les conditions matérielles de mes séjours ; qu'il veuille bien trouver ici l'expression de ma reconnaissance pour son accueil et celui de ses collaborateurs.

Je dois à Monsieur J. Peterlongo, Professeur à Clermont, mon premier intérêt pour les problèmes de pétrogenèse expérimentale ; par ses critiques pénétrantes, il m'a conduit à revoir ou à expliciter de nombreux points de ce travail.

Ce travail doit beaucoup à Monsieur J. Didier, Professeur à Brest, qui le premier, à propos du granite de l'Aigoual, m'a intéressée à l'étude des feldspaths potassiques ; à Monsieur J. Maisonneuve, Professeur à Clermont, qui m'a beaucoup appris et m'a donné une vision nouvelle sur de nombreux points ; et enfin Monsieur J. Lameyre, Professeur à la Sorbonne, dont l'ample culture géologique a été pour moi un réservoir d'idées et de raisonnement critique. Outre l'enseignement qu'ils m'ont dispensé, je tiens à souligner

ici que j'ai été très sensible au climat d'amitié et de confiance qu'ils savent créer autour d'eux et qui a permis les nombreuses discussions, sources pour moi de grand enrichissement.

Cette liberté de discussion, je l'ai aussi beaucoup appréciée avec Monsieur R. Black, maintenant Professeur à Addis-Abéba, qui, malgré la brièveté de son séjour parmi nous, m'a fait connaître Monsieur W.S. Mackensie, Professeur à Manchester, avec lequel j'ai pu m'entretenir des problèmes de l'étude des monocristaux de feldspath potassique.

Des voies particulières de recherche m'ont été ouvertes grâce à Monsieur Cl. Lévy, Maître de Recherche au C.N.R.S., pour l'étude de certains échantillons de quartz par la méthode de microanalyse thermique différentielle, et grâce à Monsieur Bouteville, Ingénieur, pour l'étude des feldspaths potassiques par microscopie électronique à balayage.

Je ne voudrais pas oublier mes collègues et amis qui, à des titres divers, ont contribué à l'élaboration et à la progression de ce travail ; je pense en particulier à Monsieur H. Labernardière, Maître-Assistant à Clermont, et à Monsieur H. Grünhagen, Minéralogiste au Geologisches Landesamt Nordrhein Westfalen.

Les chercheurs et techniciens du laboratoire, Mesdames J. Sérange-Orliac, S. Couturié-Pignide et F. Cantagrel, auteurs des analyses chimiques, et Madame C. Jamond qui a réalisé les dosages spectrographiques, ont effectué un travail minutieux dont je leur suis très reconnaissante.

Je remercie en particulier Monsieur Y. Blanc, Collaborateur technique, qui m'a aidée à mettre en route rapidement les études aux rayons X sur monocristaux, et dont la présence en diffractométrie X m'a déchargée d'un certain nombre de problèmes techniques.

Les lames minces dont j'ai eu besoin ont été fabriquées avec soin et diligence par Messieurs Lavaure, Laverrat, Ferrand et Régent.

La dactylographie de ce texte a été assurée avec beaucoup de soin par Madame Aubé ; les clichés photographiques sont dus à Monsieur Y. Blanc. Une partie des figures a été reproduite par Messieurs Laverrat et Régent, la reproduction de cartes et le clichage des photographies ont été réalisés par Monsieur Levasseur. Enfin, Monsieur Achard, responsable de l'atelier d'impression de la Faculté des Sciences, en a assuré le tirage. Que tous les artisans de la mise en forme définitive de ce texte trouvent ici l'expression de mes remerciements pour le soin qu'ils ont apporté à ce travail.

Enfin, je remercie Monsieur le Directeur du Centre National de la Recherche Scientifique qui m'a attribué des frais de missions et m'a accueillie durant quatre ans et demi comme Attachée de Recherche.

I N T R O D U C T I O N



LOCALISATION DES PRINCIPALES REGIONS CONCERNEES
DANS LE MASSIF CENTRAL FRANCAIS

INTRODUCTION

OBJET ET CONCEPTION DE CET OUVRAGE

Le problème initial posé était celui du caractère des feldspaths potassiques dans les migmatites stratoïdes du Massif Central français. Mais l'extension et la dispersion des régions concernées et par conséquent, la diversité des auteurs les ayant étudiées, nous ont conduit à considérer le problème sous un angle à la fois plus général et objectif, en l'étendant à l'ensemble des roches métamorphiques à feldspaths potassiques du Massif Central français.

Bien entendu, cette étude n'a pas la prétention de traiter de tous les faciès à feldspaths potassiques.

— Des régions du Massif Central ont été choisies parmi celles ayant déjà fait l'objet de travaux cartographiques et pétrographiques détaillés : elles sont désignées ici sous le terme utilisé pour elles par les auteurs de leur étude. Ce sont :

- la Montagne Noire
- le Rouergue
- le Bas Limousin
- le Haut Limousin
- le Bassin du Haut-Allier
- les Cévennes Médiannes
- les Monts du Lyonnais.

— Ont été choisis les faciès :

- présentant une certaine extension au sein d'une région ;
- ou se retrouvant dans plusieurs régions ;
- ou occupant une position clé sur le plan thermodynamique.

Deux méthodes d'approche ont été utilisées :

— Etude pétrographique et minéralogique aussi détaillée que possible appliquée à une région. Elle permet de multiplier les analyses et donc fournir de solides bases de discussion, et d'établir une certaine méthodologie, de considérer, autant que faire se peut, l'ensemble des arguments d'interprétation de la région, et donc, éventuellement d'apporter des conclusions nouvelles. C'est ce qui a été réalisé pour la Montagne Noire, et cela explique le volume plus important consacré à cette région par rapport aux autres.

— Etude pétrographique et minéralogique de complément appliquée à diverses régions. Dans ce cas, au point de vue régional, les résultats sont intégrés et présentés en fonction des conclusions des auteurs qui ont étudié ces régions et les conclusions nouvelles ne peuvent être que d'extension restreinte. Par contre, les résultats prennent un intérêt nouveau par comparaison avec ceux de régions voisines.

C'est le but qui a été poursuivi lors de l'étude des régions autres que la Montagne Noire.

Ce travail est donc fondamentalement découpé en trois parties, d'esprit très différent :

- 1 - La Montagne Noire : étude détaillée aboutissant à la mise en évidence d'un certain nombre de principes qui seront utilisés lors de l'étude des autres régions, et à des conclusions d'intérêt régional et général.
- 2 - Les autres régions : études de complément dont les résultats sont analysés et discutés dans le contexte géologique local en utilisant l'acquis des connaissances antérieures.
- 3 - La synthèse qui intègre l'ensemble des résultats déjà présentés dans leur contexte régional, sous les deux aspects essentiels :
 - corrélation des résultats entre régions ;
 - caractéristiques générales des feldspaths et leur utilisation possible en pétrographie.

METHODES D'ETUDE

Les techniques classiques d'étude et d'analyse (microscopie optique, analyse chimique par voie humide etc...) ont été largement utilisées.

Les ANALYSES CHIMIQUES ont été réalisées au Département de Géologie et Minéralogie de Clermont par Mesdames J. Sérange-Orliac, F. Cantagrel et S. Couturié-Pignide.

Les éléments Pb et Ga ont été dosés par SPECTROMETRIE D'EMISSION UV par Madame C. Jamond au Département de Géologie et Minéralogie de Clermont.

Enfin dans le cadre d'une étude comparée des quartz, de roches métamorphiques et de quartz, de leucogranites, menée en collaboration avec J. Lameyre l'ANALYSE THERMIQUE DIFFERENTIELLE du quartz de certains échantillons a été réalisée sous la direction de C. Lévy au Bureau de Recherches Géologiques et Minières.

Enfin il a été largement fait appel aux méthodes utilisant les rayons X, soit au Département de Géologie et Minéralogie pour la diffractométrie (Mme J. Mergoil et Y. Blanc), soit au laboratoire de Pétrographie et Minéralogie de l'Université de Cologne (Allemagne) pour la fluorescence X (Mme J. Mergoil). Je me contenterai de signaler ici les méthodes utilisées et à quelles fins précises.

La FLUORESCENCE X a permis le dosage des éléments Rb, Sr, Ba, Ca, Ti, Zr, Nb dans les feldspaths et les micas. La méthode que nous avons utilisée est celle proposée par Seck (1962). Elle nécessite l'addition d'un standard interne préparé par dilutions successives de certains éléments dans une base

INTRODUCTION

de quartz pur à 99,99 % ou de borax, pour la fusion. Un étalon interne à Cd et Mo a été utilisé pour le dosage du Rb, Sr, Ba, Zr et Nb et un étalon interne à Sm et Sc pour le dosage du Ca, Ti, Fe et Mn. L'homogénéisation du mélange standard interne - échantillon a été réalisé manuellement pour chaque échantillon, dans un mortier d'agate (20 minutes), mélange auquel peut succéder la fusion.

La DIFFRACTOMETRIE X a été utilisée aux fins suivantes :

- détection et déterminations de minéraux (calcul de maille des grenats, contrôle de pureté des minéraux avant analyse, etc...) ;

- calcul du rapport quantitatif entre phases minérales (rapport quartz : plagioclase : feldspath potassique) d'après des courbes d'étalonnage ;

- calcul de la composition chimique d'une phase appartenant à une série de solutions solides. Le calcul théorique de la variation du rapport des intensités diffractées en fonction de la composition relative Fe/Mg a été réalisé pour les biotites, pour un rayonnement Cu K α , ce qui permet d'exploiter les caractéristiques de dispersion du facteur de diffusion atomique du fer au voisinage de sa discontinuité d'absorption, et augmente la sensibilité de la méthode (voir Série Documentation du Département de Géologie et Minéralogie - Clermont - J. Maisonneuve et Mme J. Mergoïl-Daniel, 1967) ;

- et étude des feldspaths potassiques. Cette étude a été réalisée sur poudres ou sur monocristaux.

La METHODE DES POUDRES a été utilisée pour :

- le contrôle des extractions, nécessaire avant toute opération ultérieure sur les poudres obtenues, notamment pour la mesure de l'indice de triclinicité;

- la détermination du pourcentage de triclinisme d'après la zone (131 - 131. La méthode de calcul de l'indice P est celle préconisée par G. Sabatier (1963) ;

- le calcul de la composition Or-Ab de feldspath potassique perthitique avant et après homogénéisation, d'après la position relative de la raie 201 du feldspath et 101 du BrO₃K utilisé comme étalon interne (P.M. Orville, 1967);

- la structure et la composition d'après la méthode des trois pics 201, 060 et 204, méthode proposée par T.L. Wright (1968) et qui permet de préciser les résultats obtenus par la méthode d'Orville.

L'ETUDE SUR MONOCRISTAUX a été réalisée selon la méthode présentée par J.V. Smith et W.S. Mackensie (1955) et utilisée par ces auteurs pour l'étude de feldspaths d'origines variées (série d'articles, de 1955 à 1959). Elle utilise un monocristal oscillant autour de la rangée [010], le plan (001) se trouvant parallèle au faisceau X dans le milieu d'une oscillation de 15° (voir détails techniques et exploitation dans Série Documentation du Département de Géologie et Minéralogie - Clermont - Mme J. Mergoïl-Daniel, 1968, n° 18, 19 p., Mme J. Mergoïl-Daniel et Y. Blanc, 1969, n° 24, 18 p.). Cette méthode permet de connaître l'état structural des phases feldspathiques, et leurs relations lorsqu'elles sont en association perthitique.

INTRODUCTION

NOMENCLATURE

Le terme de *migmatite*, en dehors de tout autre qualificatif, sera utilisé dans le sens descriptif proposé par J.M. Peterlongo (1958) en introduction de son étude sur le cristallin des Monts du Lyonnais, c'est-à-dire pour les roches à faciès mixte : cristallophyllien et granitique.

Nous avons conservé aux termes : embréchite litée, embréchite oeuillée, embréchite amygdalaire et anatexite, désignant les divers *faciès migmatiques*, le sens que J.M. Peterlongo (1958, p. 10) leur accorde.

Cependant, d'autres termes seront utilisés.

— Très souvent dans le texte apparaîtra le terme de *gneiss oeuillé* et non d'embréchite oeuillée. Le terme de gneiss oeuillé est utilisé chaque fois que la matrice enrobant les yeux ou les amygdales renferme peu ou pas de matériel granitique, et conserve grossièrement l'aspect d'un gneiss ou d'un micaschiste. Dans le Bas-Limousin, cette distinction est parfaitement illustrée par la comparaison des faciès oeuillés de Cornil (série de l'anticlinal de Tulle) et ceux de la région de Bagnac (vallée du Célé - Lot) :

- les premiers, selon cette terminologie, sont des embréchites oeuillées,
- les seconds, des gneiss oeuillés.

Souvent, la distinction est loin d'être aussi claire, et les deux termes pris au sens descriptif se recouvrent partiellement. Dans la généralité des cas, le terme de gneiss oeuillé auquel nous n'attachons aucun sens génétique, nous a paru préférable à utiliser.

— Le terme de *leptynite* a été pris dans son sens le plus large pour tous les faciès cristallophylliens où le matériel mélanocrate se trouve dispersé par l'abondance de matière quartzo-feldspathique. Selon l'abondance et la disposition des éléments ferro-magnésiens, nous avons utilisé les termes de leptynites, leptynites embréchitiques, leptynites anatexiques. Cette large utilisation du terme "leptynite" paraît justifiée, car elle souligne la fréquente association et même l'intrication de ces trois faciès sur le terrain et rapproche des roches dont la nomenclature génétique masque l'identité d'aspect : il en est ainsi pour :

- les embréchites leptynites de Roche-de-Vic (Bas-Limousin) ;
 - les anatexites de l'Arc de St-Yrieix (Haut-Limousin) ;
 - les anatexites à biotite de Grézieux-la-Varenne (Lyonnais) etc...
- dont l'identité n'apparaît pas à l'évidence d'après les désignations ci-dessus. L'étude détaillée des feldspaths de ces leptynites (s.l.) permettra de confirmer cette parenté.

— Le terme d'*anatexite leucocrate* est réservé à des roches renfermant très peu de minéraux sombres, d'allure granitique, souvent nébulitiques, dont la composition et les caractéristiques minéralogiques conduisent à penser qu'elles proviennent de la cristallisation d'un magma d'origine anatectique.

— Nous avons réservé au mot *anatexie* son sens littéral, c'est-à-dire fusion par suite d'une élévation de température (adjectif correspondant : anatectique), par opposition à tous les phénomènes de mise en solution - apport d'éléments chimiques sous des influences diverses, qui sont désignés sous le terme générique de *mobilisation*.

Par contre, au qualificatif anatexique, nous n'avons attaché aucun sens génétique particulier, exprimant ainsi une certaine convergence dans les effets, pour deux phénomènes différents : anatexie et mobilisation.

PRINCIPAUX RESULTATS

Cette étude nous amènera à préciser les traits caractéristiques (oligo-éléments, symétrie) des feldspaths potassiques des principaux types de gneiss granitoïdes du Massif Central français.

Elle montrera qu'on peut distinguer des formations ayant des feldspaths potassiques dont la symétrie correspond à la forme normalement en équilibre avec le degré métamorphique des terrains encaissants, et d'autres dont le feldspath est en déséquilibre.

On verra que la nature oligoélémentaire des feldspaths potassiques dépend du matériel origine ou du processus générateur, et que cette caractéristique est pérennante même au cours d'une histoire cristallogénétique complexe.

Quelques exemples illustreront le fait que le faciès granitoïde d'une roche peut provenir d'une mobilisation qui procède essentiellement par réutilisation de matériaux préexistants, sous l'effet probable de fluides et sans qu'une température élevée soit nécessaire.

On mettra en évidence l'importance de la recherche d'anomalies dans la distribution des oligoéléments entre minéraux coexistants pour détecter les stades de leur répartition, les phases minérales asynchrones et préciser l'ordre de celles-ci.

Parmi les roches désignées sous le terme de migmatites stratoïdes, on sera amené à distinguer :

- des roches ayant leur feldspath en équilibre avec le milieu et qui correspondent à des niveaux initialement présents dans la série ou réajustés lors d'un métamorphisme postérieur à leur mise en place ;
- des roches à feldspath potassique en déséquilibre, et dont nous rapprochons la mise en place de celle de granites syntectoniques ;
- et enfin des roches mobilisées sous l'effet de fluides, peut-être à l'occasion de changement dans le régime de pression au cours de leur histoire métamorphique.

P R E M I E R E P A R T I E

LES FELDSPATHS POTASSIQUES DANS LEUR CONTEXTE

C H A P I T R E I

L A M O N T A G N E N O I R E

LA MONTAGNE NOIRE

I - GENERALITES

A - SITUATION ET HISTORIQUE

Le terme de Montagne Noire dans son sens large désigne la partie la plus méridionale du Massif Central français. Au Nord, elle est reliée au Massif de Rodez par les schistes épimétamorphiques de l'Albigeois ; ailleurs, des sédiments plus récents, en recouvrement stratigraphique normal ou par failles, en marquent les limites : ce sont au Sud, les terrains tertiaires du Minervois, au N.O ceux du Castrais, à l'E et au N.E ceux des bassins permians de Lodève et de St-Affrique.

La subdivision en régions naturelles ci-dessous est empruntée à B. Gèze (1956). La Montagne Noire comprend un *axe métamorphique OSO-ENE*, un *versant septentrional* et un *versant méridional*.

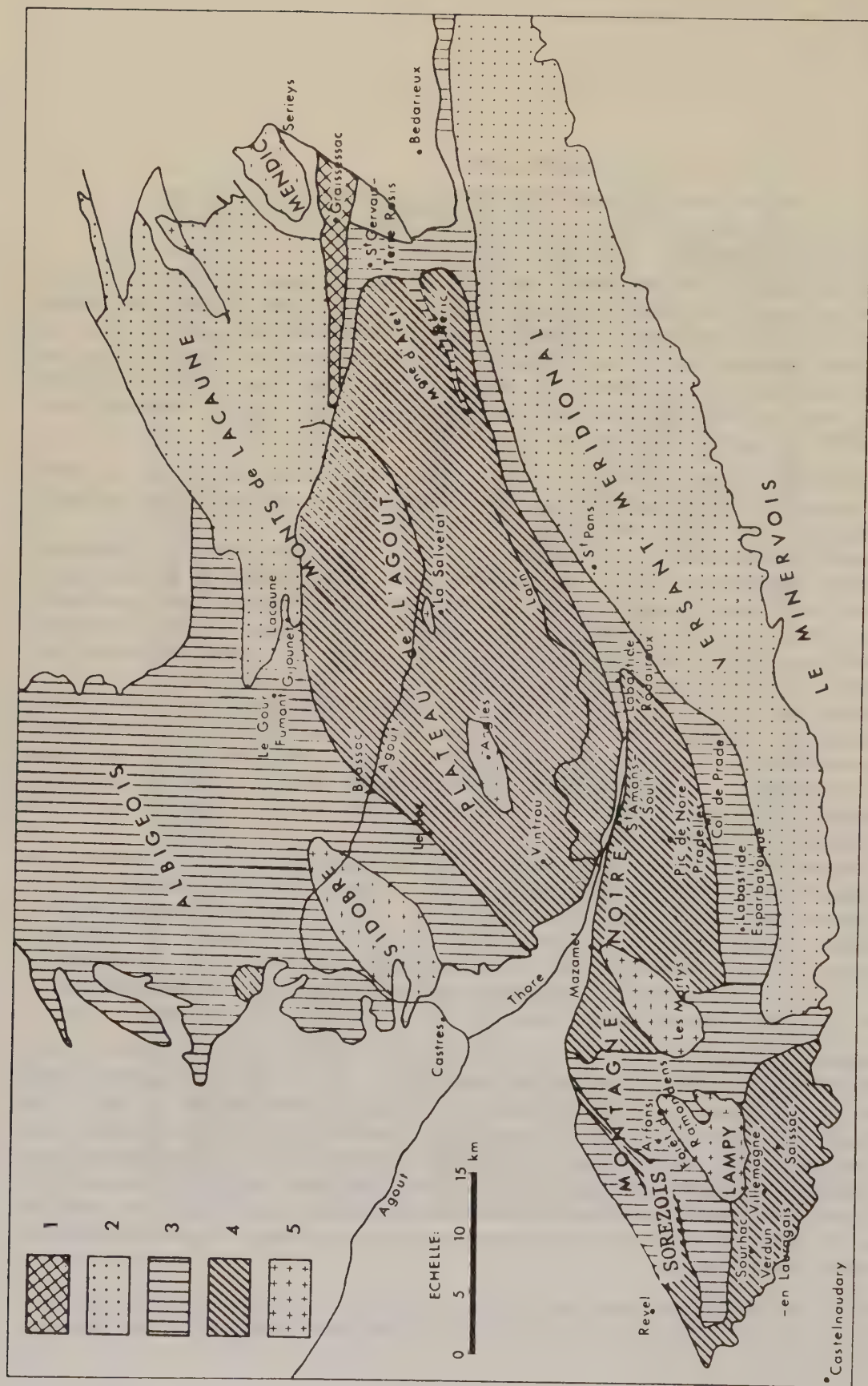
— *Le versant septentrional* comprend d'Ouest en Est, les Monts du Sorézois et les Monts de Lacau (O et E). Le cambrien s'y trouve associé au Silurien, et laisse voir son substratum en plusieurs points : à l'Ouest, dans les Monts du Sorézois, celui-ci est représenté par les terrains cristallophylliens de la série des Cammazes (leptynites et gneiss ocellés) et, dans les Monts de l'Est de Lacau, par le granite du Mendic.

— *Le versant méridional* d'Ouest en Est, comprend les Monts du Minervois, de Pardailhan, de Faugères et de Cabrières. Dans les Monts de Pardailhan, la série cambrienne est complète, comme dans le Minervois, mais en position tectonique renversée. Il n'y a pas de Cambrien plus à l'Est, où se développent par contre les formations dévoniennes et dinantiennes. Le Silurien, plus ou moins complet se retrouve partout.

— *L'axe métamorphique* peut se subdiviser d'Ouest en Est, en Massif du Cabardès, Massif de Norre, Massif de l'Agoût et Monts de St-Gervais. Si le Massif du Cabardès et les Monts de St-Gervais sont constitués essentiellement de faciès micaschisteux, le Massif de Norre et le Massif de l'Agoût présentent des faciès migmatitiques à feldspaths potassiques et constituent à ce titre, l'objet essentiel de l'étude qui suit. Cet axe métamorphique a été désigné dès 1889 par J. Bergeron sous le nom de "zone axiale".

Le Plateau de l'Agoût est drainé par l'Agoût et le Larn et présente un versant méridional à flancs raides et ravinés ; les Monts du Sommail, de l'Espinouse et du Caroux en constituent l'ossature essentielle au Sud ; le signal d'Escandé, le Roc de Montalet et le Signal de Lauze en dominent la partie septentrionale. Le Plateau de l'Agoût constitue un anticlinal d'axe orienté OSO-ENE et divisé à l'Est en deux parties par la bande micaschisteuse des Rosis ; des anatexites en occupent le coeur, alors que les faciès ocellés se trouvent en bordure ; ils sont particulièrement bien développés sur la bordure méridionale.

Le Massif de Norre se situe au SO du Plateau de l'Agoût, dont il est séparé par la vallée du Thoré ; son point culminant est le Pic de Norre.



Esquisse géologique de la Montagne Noire (s. l.).

- 1 : houiller ; 2 : terrains primaires ; 3 : schistes et micaschistes ;
4 : migmatites de la zone axiale ; 5 : granites. (D'après M. Roques, 1941).

Au point de vue pétrographique, il est constitué essentiellement par des gneiss oeillés souvent plus leptyniques qu'au Nord, et des faciès anatexiques. Cet ensemble métamorphique est traversé par le granite calco-alcalin intrusif des Martys.

Les ouvrages de M. Thorat (1935), M. Roques (1941) et B. Gèze (1949) fournissent l'historique de l'étude de ces régions ainsi qu'une bibliographie détaillée. Des travaux de pétrographie et de cartographie de détail existent sur le Sorézois (O. Dottin, 1953) et sur la partie orientale du dôme de l'Agoût (R.D. Schuiling, 1960). Enfin, certains aspects tectoniques et métamorphiques de cette région ont été traités récemment par divers auteurs : P. Collomb, F. Ellenberger et Y. Fuchs (1962), F. Arthaud, M. Mattauer, F. Proust (1967) et S. Bogdanoff, P. Collomb et F. Ellenberger (1967), et montrent que la simplicité de cette région n'est qu'apparente.

Nous nous contenterons ici de rappeler les éléments géologiques et pétrographiques contenus dans l'ouvrage de M. Roques (1941) et qui ont servi de point de départ à l'étude qui suit, et dont certains aspects seront discutés à la lumière de nos résultats, de ceux plus récents concernant le dôme de l'Agoût (R.D. Schuiling) et enfin des résultats de géochronologie absolue (M. Vachette). M. Roques interprète l'Agoût et Norre comme deux régions migmatitiques dont la couronne périphérique correspond à des migmatites embréchitiques alors que la partie centrale est constituée par des anatexites. Ces migmatites sont en contact avec des micaschistes à séricite appartenant à la zone des micaschistes supérieurs dans la zonéographie de J. Jung et M. Roques, fait que traduit l'expression "front des migmatites montant dans la zone des micaschistes".

La Montagne Noire se révélait comme un terrain d'élection pour l'étude de formations oeillées et de leurs feldspaths :

- par l'importance de leur étendue, et leurs affleurements nombreux permettant une recherche systématique basée sur de nombreux échantillons ;
- par leur position "extrême" en contact avec des micaschistes à séricite ;
- par la présence d'anatexites en association ; ce fait est assez rare dans le Massif Central ; en effet, les formations oeillées ont souvent été qualifiées de "migmatites stratoïdes" traduisant ainsi le fait qu'elles sont fréquemment isolées de toute zone anatexique visible.

B - PRINCIPAUX FACIES

Seront envisagés dans l'étude de cette région :

- les anatexites constituant le coeur du Massif de l'Agoût et que nous désignerons sous le terme d'anatexites leucocrates ;
- et les faciès oeillés parmi lesquels on distinguera essentiellement :
 - les gneiss oeillés de Norre et de l'Agoût désignés par M. Roques (1941) sous le terme d'embréchites oeillées
 - le faciès "embréchite de Lacauze" (Agoût) que nos résultats et ceux de géochronologie absolue (M. Vachette, 1968) s'accordent à rattacher aux anatexites leucocrates,
 - et enfin, les gneiss oeillés de Plaisance (Agoût) et des Cammazes (Sorézois) que les caractères géochimiques et pétrographiques tendent à séparer des gneiss oeillés de l'Agoût et à rapprocher du granite du Mendic.

Il est à remarquer que les divers faciès oeuillés ne se répartissent pas de manière symétrique par rapport aux anatexites leucocrates ; le premier est abondamment représenté au Sud des anatexites, dans le versant Sud du Massif de l'Agoût et le Massif de Norre, alors que les deux autres d'extension apparemment plus restreinte, n'ont été trouvés que sur le versant nord du Massif de l'Agoût.

II - PETROGRAPHIE DES GNEISS OEILLES DE LA MONTAGNE NOIRE

Leur caractéristique essentielle est de présenter des "yeux" dont la disposition a été décrite avec précision par M. Roques (1941) : "le plus souvent, la face g^1 est parallèle à la schistosité de la roche ; vu par la tranche, l'oeil apparaît elliptique..." Dans certains cas "on a l'impression que l'oeil a tourné sur lui-même pendant la cristallisation", (pl.I, fig. 1 et 2).

A - PETROGRAPHIE DES "YEUX".- Au microscope, les yeux apparaissent constitués par un seul cristal de feldspath potassique (dont la nature précise sera étudiée plus loin) et maclé selon la loi de Carlsbad. Ces yeux renferment des inclusions diverses.

1) Inclusions de biotite : Elles représentent des plages assez grandes auxquelles se trouve associée souvent, mais non obligatoirement, une zone périphérique constituée de muscovite et de quartz, (pl.II, fig.1).

La muscovite se présente sous forme de lattes dont la disposition est plus ou moins rayonnante autour de la section de biotite, et paraît dériver de la transformation de celle-ci. L'angle des axes optiques (mesuré par conoscopie) est toujours légèrement inférieur (-26° à -30°) à la valeur limite inférieure caractéristique des muscovites, ce qui suggère une composition un peu particulière, peut-être plus riche en magnésium (rapprochement avec phengite).

La disposition relative de cet ensemble de minéraux permet de supposer une zone réactionnelle entre la biotite et le feldspath potassique ambiant. Cet aspect se retrouve tant dans les gneiss oeuillés de l'Agoût que dans ceux de Norre, ce qui est un élément en faveur de l'origine commune des yeux dans ces deux régions. Dans l'Agoût, les yeux renferment de l'orthose et dans le massif de Norre, seul le microcline existe : il est donc clair que la réaction observée est indépendante du phénomène qui contribue à la diversification de la symétrie dans cette région, mais est directement liée à un processus antérieur, commun aux deux régions, très probablement la cristallisation du feldspath potassique.

On peut remarquer parfois que la couronne de muscovite semble décollée de la biotite dont elle devient séparée par le feldspath potassique. Tout se passe comme si la mobilité du feldspath avait persisté ou avait été remise en jeu après la réaction de transformation de la biotite, (pl.II, fig.2).

Certaines inclusions de biotite peuvent être en voie de chloritisation sans que l'ordonnance de la muscovite et du quartz soit différente du cas précédent. La chloritisation, quand elle a lieu, apparaît donc comme un événement postérieur à la réaction ci-dessus.

2) Inclusions de plagioclases : Ce deuxième type d'inclusions se rencontre aussi bien dans les gneiss de l'Agoût que de Norre. Il s'agit de plagioclases toujours maclés polysynthétiquement selon la loi de l'albite et souvent également selon celle de Carlsbad ; leurs contours sont sinueux, parfois cernés de quartz, et renferment de nombreuses lattes de muscovite de $6 \mu \times 18 \mu$ en moyenne, sans orientation rigoureuse apparente, et réparties dans l'ensemble de la masse du plagioclase (Pl.II fig. 3). La bordure sinueuse du plagioclase en contact avec le feldspath potassique a une biréfringence plus élevée. Le plagioclase est un oligoclase An 20, et les lattes de muscovite se trouvent exclusivement réparties dans celui-ci ; parfois, elles "débordent" dans le feldspath potassique, et dans ce cas, il paraît clair que le feldspath potassique a "digéré" du plagioclase, libérant ainsi la muscovite dans sa masse à proximité immédiate du plagioclase restant : des lattes de muscovite en disposition mitoyenne témoignent de ce processus.

Des mesures d'angles d'axes par conoscopie ont donné des angles faibles allant de -23° à -30° ; là aussi, la muscovite paraît se rapprocher du pôle phengitique.

Certaines sections favorables permettent d'éclaircir la nature et le processus de formation de la frange claire du plagioclase. Les macles de l'albite se maintiennent en continuité dans la frange, mais l'indice de réfraction est inférieur à celui du plagioclase intérieur : la frange est donc de nature albitique. Plusieurs points en diverses lames minces montrent très nettement que lorsque du quartz se trouve au contact entre plagioclase et feldspath potassique, la bordure du plagioclase n'est ni sinueuse ni albitique, Pl.II fig 4.

La bordure albitique correspond donc à une zone de réaction entre plagioclase et feldspath potassique, et si un élément s'interpose, la réaction n'a pas lieu. On peut penser aussi que le quartz est secondaire et a oblitéré la zone de frange, mais cela est très peu probable. Compte tenu du maintien et de la continuité des macles dans les deux zones, il semble qu'il n'y ait eu dans cette zone qu'une mobilité d'ions mais aucune modification structurale du plagioclase.

Dans certains gneiss oeillés, on remarque deux types de plagioclases en inclusions :

- les uns, identiques à ceux décrits précédemment, renferment de la muscovite ;
- les autres, d'apparence plus fraîche, contiennent des inclusions de quartz, sont maclés selon la loi de l'albite mais simple ; il s'agit de cristaux d'albite postérieurs aux inclusions d'oligoclase.

Les plagioclases du reste de la roche, en dehors des yeux, ne présentent pas les réactions ci-dessus, qui semblent donc bien liées à la croissance du feldspath potassique.

La cristallisation du feldspath potassique s'accompagne donc des réactions suivantes qui s'accomplissent par ailleurs dans un climat p-t où l'orthose représente la forme d'équilibre, comme l'étude détaillée des feldspaths le démontre (voir chapitre étude minéralogique) : plagioclase $\rightarrow$ lattes de muscovite, biotite $\rightarrow$ muscovite et quartz, oligoclase $\rightarrow$ frange albitique.

La cristallisation du feldspath potassique en tant qu'oeil semble succéder à celle des plagioclases et biotites incluses ; mais il n'est pas possible de séparer dans le temps la cristallisation de ces différents minéraux qui réagissent avec le feldspath potassique. Des inclusions de même type se trouvent dans certains microgranites et macrocristaux feldspathiques de granites, et il ne semble pas possible de tirer argument de cette disposition pour invoquer un apport massif de matière feldspathique englobant des cristaux déjà existants : l'inclusion de cristaux par un cristal plus grand semble liée essentiellement à la vitesse de cristallisation ou de recristallisation différente de certains germes cristallins.

F.K. Drescher-Kaden (1948, p.55) décrit également des inclusions de plagioclases corrodés, et présentant une bordure claire. Pour cet auteur, cet aspect traduit les premiers stades de l'influence sur le plagioclase du feldspath potassique en train de cristalliser. Ce stade est suivi par la cristallisation de quartz en fins canalicules dans la zone albitique, constituant ainsi une myrmékité primaire. Mais de l'avis de F.K. Drescher-Kaden, ce dernier stade n'est pas obligatoirement réalisé, et peut ne se trouver que d'une manière sporadique, c'est en effet le cas pour les plagioclases inclus dans les yeux feldspathiques où ce stade semble absent. Remarquons que les exemples décrits par F.K. Drescher-Kaden ont été pris parmi les feldspaths de granites et aussi des feldspaths rapakiwis.

3) Autres inclusions : Le feldspath potassique des yeux peut renfermer d'autres inclusions ; c'est ainsi qu'un échantillon situé tout à l'entrée des Gorges d'Héric renferme des cristallites de muscovite réparties dans l'ensemble de la matière feldspathique sous forme de plaquettes hexagonales de diamètre moyen $30\ \mu$ mais souvent beaucoup plus petit ($5\ \mu$). Ces cristallites sont grossièrement orientées et paraissent donc secondaires par rapport à la cristallisation du feldspath potassique. Ils apparaissent d'ailleurs préférentiellement dans les mégacristaux où la recristallisation polygonale existe.

4) Cristallisations polygonales : Parfois les yeux n'apparaissent plus au microscope comme constitués par un seul cristal de feldspath mais par un assemblage de cristaux de feldspaths à contours polygonaux et se joignant entre eux selon le mode décrit par N. Rast, comme "triple junction" où l'angle de liaison est de 120° . Cette disposition et les limites rectilignes entre cristaux est considérée comme caractéristique des minéraux cristallisés en équilibre par N. Rast (1965). Certains yeux présentent cette disposition des cristaux pro parte seulement, le reste de l'oeil apparaissant comme monocristallin avec les mêmes caractéristiques d'inclusions que précédemment décrites, (Pl.III, fig.1).

Dans l'ensemble polycristallin du feldspath, on observe encore de grandes plages de biotite transformées sur leurs bords en quartz et muscovite comme dans le cas des yeux monocristallins. Il semble clair que cette cristallisation polygonale succède à celle du feldspath monocristallin et représente la recristallisation de celui-ci, les cristaux polygonaux à l'inverse des macrocristaux ne renferment aucune inclusion, et les plages de biotite, inclusions du monocristal initial, se retrouvent alors à la limite entre cristaux.

B - PETROGRAPHIE DU RESTE DE LA ROCHE

Le reste de la roche est constitué de quartz - plagioclase - feldspath potassique - muscovite - biotite et minéraux accessoires - zircon - apatite.

L'ensemble de la roche peut avoir une structure grano-lépidoblastique où muscovite et biotite étroitement associées constituent des lits plus ou moins réguliers ; la biotite est alors souvent disposée dans ces lits en sandwich entre deux lits de muscovite, et le plagioclase et le quartz constituent l'essentiel des lits clairs. Certaines zones présentent une structure franchement granoblastique où il est difficile de préciser une orientation particulière des minéraux phylliteux.

Les cristaux de feldspaths potassiques en dehors des yeux sont relativement subordonnés et renferment peu ou pas d'inclusions. Ces cristaux ne sont pas maclés selon la loi de Carlsbad.

Le plagioclase est un oligoclase (An 22) dans les gneiss de l'Agoût, de l'albite dans ceux de Norre, et peut être séricitisé ou non. Le plus souvent il est maclé polysynthétiquement selon la loi de l'albite ou albite et Carlsbad, mais jamais selon albite et péricline, association considérée par M. Gorai, comme caractéristique des plagioclases des roches métamorphiques de l'épizone.

Dans le cadre d'une étude par analyse thermique différentielle de quartz, de leucogranites et de schistes cristallins (J. Lameyre, C. Lévy et J. Mergoïl-Daniel, 1968) quelques quartz de gneiss oeillés de la Montagne Noire ont été soumis à cette méthode d'analyse. Les numéros d'analyse correspondant aux échantillons sont les suivants :

- 34 - gneiss oeillé - MN 19 - route Olargues à Fraisse Agoût (34),
- 35 - gneiss oeillé - MN 6 - Gorges d'Héric - Agoût (34),
- 36 - gneiss oeillé - MN 32 - près de Fournès - Norre (11),
- 37 - gneiss oeillé - MN 34 - près Miraval - Norre (11).

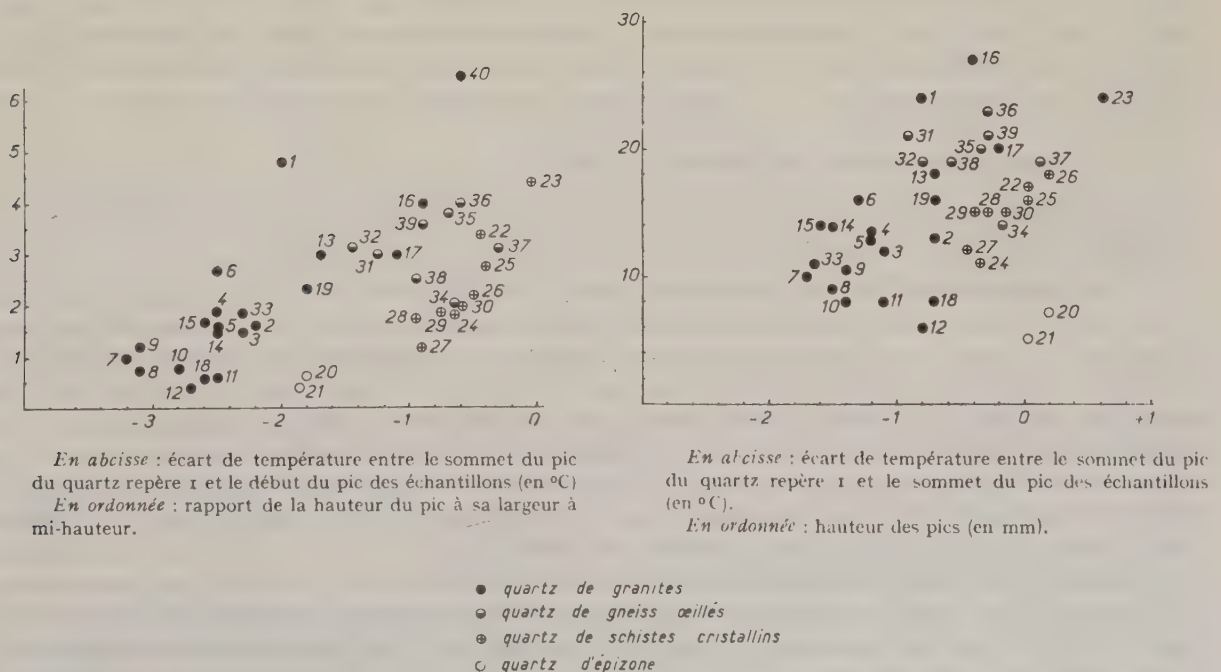


Fig. 1.- Caractéristiques de la transformation $\alpha \rightleftharpoons \beta$ des quartz de gneiss oeillés.

Sur la fig. 1 groupant deux figures extraites de l'article cité ci-dessus, on voit clairement que les caractéristiques de la transformation $\alpha \rightarrow \beta$ classent ces quartz de gneiss oeillés dans le champ des quartz de roches métamorphiques, où se trouvent également ceux des leucogranites syntectoniques.

Les minéraux accessoires sont assez abondants ; notamment l'apatite peut constituer de gros cristaux [les sections hexagonales (00.1) ont souvent 250 μ de diamètre et dépassent parfois 300 μ], qui renferment en inclusions des cristaux de zircon. Ces apatites sont associées à la biotite.

Le contact entre l'oeil et le reste de la roche n'est marqué par aucune réaction particulière lorsqu'il se réalise avec des micas. Dans certains passages un peu plus phylliteux, l'oeil peut se séparer assez facilement de la roche et laisser une empreinte en creux ; mais dans le cas plus général, le faciès est granitoïde et la séparation mécanique difficile à réaliser. Au microscope, le contact avec les plagioclases peut se traduire par la présence de plagioclase myrmékitique, mais cet aspect n'est pas constant et le plus souvent les plagioclases myrmékitiques sont englobés dans le feldspath potassique, bien que restant situés à la périphérie.

On peut essayer de reconstituer l'histoire du gneiss oeillé d'après l'étude optique qui précède, quitte à revoir ce schéma à la lumière de résultats complémentaires (cf. étude chimique et minéralogique):

- cristallisation d'une roche à quartz - biotite - muscovite - plagioclase et feldspath potassique où le feldspath a tendance à englober les autres minéraux ; la cristallisation a lieu probablement sous contrainte ; la macle de Carlsbad considérée classiquement comme macle de croissance, a son plan d'association parallèle au plan de schistosité ;

- recristallisation de la roche qui se manifeste, soit par une certaine mobilité de la matière feldspathique, à la limite des yeux et du reste de la roche, soit par une "polygonisation" au sein des yeux avec inclusions disposées à la limite intercristaux. Il y a cristallisation d'une nouvelle génération de muscovite : cristallisation probable sans tension.

C - PETROGRAPHIE DE FACIES PARTICULIERS

La roche décrite ci-dessus en détail représente le cas général mais certains aspects particuliers méritent d'être signalés.

1 - Gneiss oeillés de Miraval (Massif de Norre). - Ces gneiss oeillés présentent des yeux feldspathiques relativement rares et disposés selon certains niveaux. Au microscope, la structure granolépidoblastique laisse apparaître des lits de quartz et de phyllites où la muscovite domine sur la biotite. Le quartz semble recristallisé et présente des grains à contours imbriqués. La caractéristique essentielle de ces gneiss réside dans la présence de nodules qui peuvent être composites, c'est-à-dire constitués par l'assemblage de plusieurs minéraux, et de composition variable avec dominance d'un minéral différent suivant le nodule.

Les nodules les plus fréquents sont ceux constitués de plagioclases dont la composition est de An_0 à An_5 . L'aspect des macles polysynthétiques est assez particulier et pourrait laisser supposer un système de macles complexes ; en réalité, il s'agit tout simplement de macles de l'albite dont les individus

présentent une épaisseur et une longueur très irrégulières. Un tel aspect est considéré, selon les auteurs, comme typique des macles de croissance ou des macles d'origine mécanique. La trace du plan de macle de l'albite peut être oblique par rapport au plan de schistosité cristallophyllienne.

Le feldspath potassique peut aussi constituer des nodules. Il est perthitique et il est alors maclé selon la loi de Carlsbad (pl.III fig. 3). Deux cristaux situés côte à côte ont leur plan de macle disposé à angle droit ; il paraît donc difficile de lier cette disposition et par conséquent la cristallisation du feldspath au stade générateur de la schistosité. Le feldspath est moiré plus ou moins régulièrement et renferme assez peu d'inclusions. Les angles d'axes mesurés sont constants de -82° à -84° .

Le feldspath potassique peut être associé à du quartz et à du plagioclase dans un nodule, ou simplement à du quartz. Les lits phylliteux qui moulent l'oeil feldspathique sont souvent plus continus et incurvés d'un côté que de l'autre. La structure d'ensemble de la roche résulte d'effets dynamiques suivis de recristallisation. En particulier, les nodules sont limités par des minéraux phylliteux de petite taille qui ont, semble-t-il, joué le rôle de lubrifiant.

- *L'ensemble de la roche* est constitué par du quartz, feldspath potassique, plagioclase et phyllites.

Le feldspath potassique occupe également une position interstitielle ; dans ce cas il n'est pas maclé selon la loi de Carlsbad et présente des sections à contours quelconques, moirées et limpides. Son angle d'axe est plus faible que celui des nodules, en moyenne -76° , ce qui correspond à une composition Or 100 selon la formule de calcul proposée par D.W. Rankin (1967).

La muscovite domine largement en quantité les autres phyllites biotite et chlorite.

Outre les minéraux accessoires habituels - zircon, apatite en prismes trapus - il faut citer la tourmaline qui est plus abondante mais se trouve régulièrement dans les lames minces réalisées dans ce faciès. Sa teinte varie de bleu vert à vert clair. Dans un cas, elle moule un feldspath en nodule, mais le plus souvent, elle se trouve dans les lits micacés. Certains auteurs : E. Puga et J.M. Fontbote (1966) ont signalé dans certains gneiss ocellés (Sierra Nevada - Espagne) la présence de tourmaline et même de deux générations de ce minéral ; ils relient la présence de celle-ci à un épisode volcanique. Nous n'avons pas d'argument pour préciser l'origine de la tourmaline ; cependant sa présence est intéressante à signaler ici, car constante dans l'ensemble du faciès. Celui-ci apparaît dans la partie occidentale des gneiss de Norre, située à l'Est du massif des Martys.

D'autres faciès présentent des analogies :

- Un gneiss ocellé à chlorite des Cammazes, situé dans le Sorézois montre également une telle structure, mais avec une matrice beaucoup plus quartzeuse.

- Un gneiss à amphibole décrit par Dottin, de la même région de Norre (gneiss près Roquerlan au Sud de Mazamet) a une composition différente mais présente la même structure. On observe de la hornblende plus ou moins pseudomorphosée en épidote. La chlorite est abondante ainsi que l'épidote. Manifestement on assiste là aux manifestations d'un rétro-métamorphisme dont le degré ultime se situe dans le faciès schistes verts de basse pression. On observe des taches diffuses à la surface des plagioclases, qui correspondent à du feldspath potassique. Il semble que localement il y ait eu une certaine mobilité d'ions potassium.

2 - Faciès anatexiques.- Dans la zone des gneiss oeillés du Massif de Norre, un affleurement situé près du carrefour de la vallée de l'Arnette D.54 avec le V.O allant à Les Yès, montre une texture tourbillonnaire qui rappelle celle d'une anatexite. Au microscope, on observe d'assez grands feldspaths peu moirés ou moirés irrégulièrement et perthitiques.

En sus, on peut noter des feldspaths potassiques xénomorphes, moirés en disposition interstitielle. On peut observer parfois des plagioclases maclés selon la loi de l'albite, envahis par du feldspath potassique moiré ; le plagioclase montre alors en lame mince des taches de feldspath potassique de forme quelconque (pl.III fig. 2). Par coalescence de ces taches, une surface excluant les plagioclases peut se former, mais elle est polycristalline, et les contours entre cristaux de feldspaths potassiques sont extrêmement intriqués. De telles figures ont déjà été décrites par P. Debat (1967) dans le Sorézois ; elles impliquent une mobilité locale du feldspath potassique, car ce faciès ne s'étend que sur une centaine de mètres. La myrmékite est alors abondante.

Cet aspect est intéressant à signaler, car si un tel processus de remplacement ne peut être nié, il n'existe qu'à une échelle localisée et aboutit généralement à des assemblages polycristallins. Il n'est donc pas possible de considérer ce phénomène comme processus générateur général des mégacristaux de feldspath potassique dans cette région.

3 - Faciès de Plaisance.- Ce faciès est très reconnaissable à l'oeil nu par sa texture étirée, la teinte rose des feldspaths potassiques contrastant avec la teinte verdâtre liée à la présence de chlorite (pl. I fig. 4) ; cet aspect caractéristique se retrouve également à propos des gneiss oeillés des Cammazes (pl. IV fig. 1), ce qui permet de les séparer des gneiss oeillés précédemment étudiés. Le faciès de Plaisance a été décrit par M. Roques, sur le versant nord du massif de l'Agoût, où il affleure au Nord de Plaisance (route de Plaisance au Bez). M. Roques y signale 2 types de plagioclases : l'un, zoné (25 à 30 An) et altéré, se comporte comme un résidu, l'autre (25 An) est maclé selon les lois de l'albite - péricline et de Manebach.

Le feldspath potassique constitue des mégacristaux maclés selon la loi de Carlsbad, de forme arrondie dans une matrice finement grenue. La myrmékite n'est pas rare. Les minéraux ferro-magnésiens sont représentés par de la chlorite et aussi de la hornblende. L'ensemble de cette roche est cataclasique, et présente des analogies avec le faciès décrit par O. Dottin dans le Sorézois sous le nom d'embréchite des Cammazes, où cependant les phénomènes dynamiques paraissent encore plus importants.

L'originalité des faciès oeillés de Plaisance et des Cammazes sera confirmée par l'étude comparée de la composition chimique des roches totales, ainsi que par celle des oligoéléments des feldspaths potassiques.

4 - Embréchite type Lacau.- C'est le faciès qui affleure au Nord des anatexites leucocrates dans le Massif de l'Agoût, notamment le long de la route Lacau - La Salvétat, au col entre le Signal d'Escandé et le Signal de l'Ecu ; nous avons repris pour ce faciès le terme qui le désignait dans une étude de géochronologie absolue sur la Montagne Noire (M. Vachette, 1968). A ce faciès, sont associés des filons de quartz et de tourmalinite. Il apparaît différent des gneiss oeillés rencontrés plus au Sud dans l'Agoût

et Norre ; il est remarquablement riche en feldspath et n'est pas oeillé (pl. I fig. 3) ; la route venant du Col de la Bassine permet d'observer le gisement de cette roche au sein des micaschistes sans qu'il soit possible de noter de faciès intermédiaires oeillés. La texture est régulièrement schisteuse et les feldspaths subautomorphes n'excèdent jamais 1 cm dans leur plus grande dimension. La muscovite semble abondante et les quartz apparaissent globuleux. L'ensemble de ces caractères rapproche cette roche de leucogranites syntectoniques et des roches décrites par Zwart (1953) dans le Massif de St-Barthélémy sous le nom "d'orthogneiss" (terme utilisé par cet auteur pour souligner la texture schisteuse de la roche, mais par lequel il désigne un granite syntectonique congénère de la migmatisation hercynienne).

Au microscope, la roche apparaît essentiellement constituée de quartz et de feldspath, les micas, biotite et muscovite disposés en lits flexueux et discontinus restant subordonnés.

Le quartz se présente sous forme de cristaux associés en puzzles et à extinction parfois roulante ; il constitue des lits méandriiformes interstitiels entre les cristaux plus gros de feldspaths.

Le feldspath potassique perthitique en film présente assez souvent la macule de Carlsbad et renferme pas ou peu d'inclusions ; il lui est parfois associé de la myrmékite.

Les plagioclases maclés polysynthétiquement selon la loi de l'albite apparaissent souvent maclés selon la loi de Carlsbad ; ce dernier type d'association est considéré par divers auteurs dont Gorai (1950) comme caractéristique des plagioclases de roches éruptives ; cette possibilité semble ici d'ailleurs confirmée par la présence d'une zonation au sein des plagioclases.

Enfin, on peut noter l'existence de quelques cristaux dispersés et pratiquement automorphes de grenat. Cette roche présente donc des caractères particuliers ; éruptive par les caractères de ses feldspaths, métamorphique par sa texture et sa structure, nul doute qu'elle ait une histoire particulière dont le dernier épisode correspond à la cristallisation sous tension du quartz.

III - COMPOSITION CHIMIQUE DES GNEISS OEILLÉS DE LA MONTAGNE NOIRE

La composition des roches totales et celle des "yeux" seront successivement étudiées puis comparées.

A - COMPOSITION DE LA ROCHE TOTALE

1 - Différents types de gneiss oeillés.- La simple comparaison des compositions chimiques exprimées en pourcentages d'oxydes fait apparaître deux types de gneiss oeillés.

N° d'ordre	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	68,45	70,05	72,50	69,00	74,45	75,85	72,85
Al ₂ O ₃	15,70	16,30	14,10	17,35	13,50	11,75	13,80
Fe ₂ O ₃	1,80	0,95	1,20	0,70	0,65	1,05	1,00
FeO	2,10	1,30	1,90	1,90	0,60	0,95	2,05
MgO	1,40	2,35	1,30	1,50	0,50	1,35	1,75
CaO	1,50	1,55	1,20	1,25	0,85	0,55	1,00
Na ₂ O	2,70	3,15	2,20	4,10	2,85	2,60	2,70
K ₂ O	4,10	3,85	4,30	3,40	5,00	4,75	4,00
TiO ₂	0,72	0,20	0,60	0,30	0,35	0,20	0,35
P ₂ O ₅	0,24	0,0	0,40	0,35	0,10	0,30	0,0
MnO	0,04	0,0	0,04	0,05	tr	tr	0,0
H ₂ O ⁺	0,88	0,75	0,62	0,65	0,40	0,35	0,85
H ₂ O ⁻	0,42	0,0	0,08	0,0	0,20	0,20	0,10
Somme	100,05	100,45	100,44	100,55	99,95	99,90	100,45

- 1 - Embréchite oeillée. Gorges d'Héric (in Roques 1941, p.88, An 4).
- 2 - Gneiss oeillé - MN 56 - Carrière G.C 101 à 6 km au N de Miraval, Massif de Norre (11). An 3764, F. Cantagrel.
- 3 - Embréchite à deux micas - vallée de l'Arnette à Fournès au S de Mazamet (in Roques, 1941, p.91, An 3).
- 4 - Gneiss oeillé - MN 57 B - D. 54 à 2,4 km au S E de Mazamet. Vallée de l'Arnette, Massif de Norre (81), An 3797, S. Couturié.
- 5 - Gneiss oeillé Plaisance - MN 37 - D.53 à 100 m au N du carrefour des D.53 et D.68 en allant vers le Bez, Août (81), An 4977, S. Couturié.
- 6 - Gneiss oeillé des Cammazes - MN 89 - Route des Cammazes à Durfort, à mi-chemin, Carrière du Sor (81), An 4976, S. Couturié.
- 7 - Granite gros grain - MN 54 - Sommet du Pic de Norre (81), An 3765, F. Cantagrel.

- Le premier groupe est caractérisé par des teneurs en SiO₂ < 70 % avec, en général, un rapport K₂O/Na₂O proche de l'unité. Ceci est le cas pour les gneiss oeillés de l'Août et de Norre.

- Par contre, les gneiss oeillés des Cammazes et de Plaisance (An 5 et 6) présentent des teneurs en SiO₂ > 70 %, ainsi qu'un rapport K₂O/Na₂O plus élevé, voisin de 1,5, et de faibles teneurs en FeO et MgO.

Les caractéristiques énoncées pour le premier groupe se retrouvent dans d'autres faciès oeillés du Massif Central. A titre de simple comparaison, nous rappelons les compositions des gneiss oeillés en Moyenne Dordogne (in P. Tempier, 1967, p.130).

Références	An 3341	An 3344	An 3342	An 1687
SiO ₂	65,80	70,20	70,10	68,50
Al ₂ O ₃	15,90	14,50	13,70	18,30
Fe ₂ O ₃	0,90	0,55	0,85	0,45
FeO	4,10	2,75	2,95	2,60
MgO	2,25	2,50	1,80	1,00
CaO	1,85	1,45	1,90	1,40
Na ₂ O	3,10	3,25	3,70	3,25
K ₂ O	4,10	2,80	3,30	3,75
TiO ₂	0,50	0,40	0,30	0,30
P ₂ O ₅	0,20	0,20	0,30	0,25
MnO	0,05	0,05	0,05	0,05
H ₂ O ⁺	0,70	1,00	0,60	0,55
H ₂ O ⁻	0,10	0,10	0,15	0,25
Somme	99,55	99,75	99,70	100,65

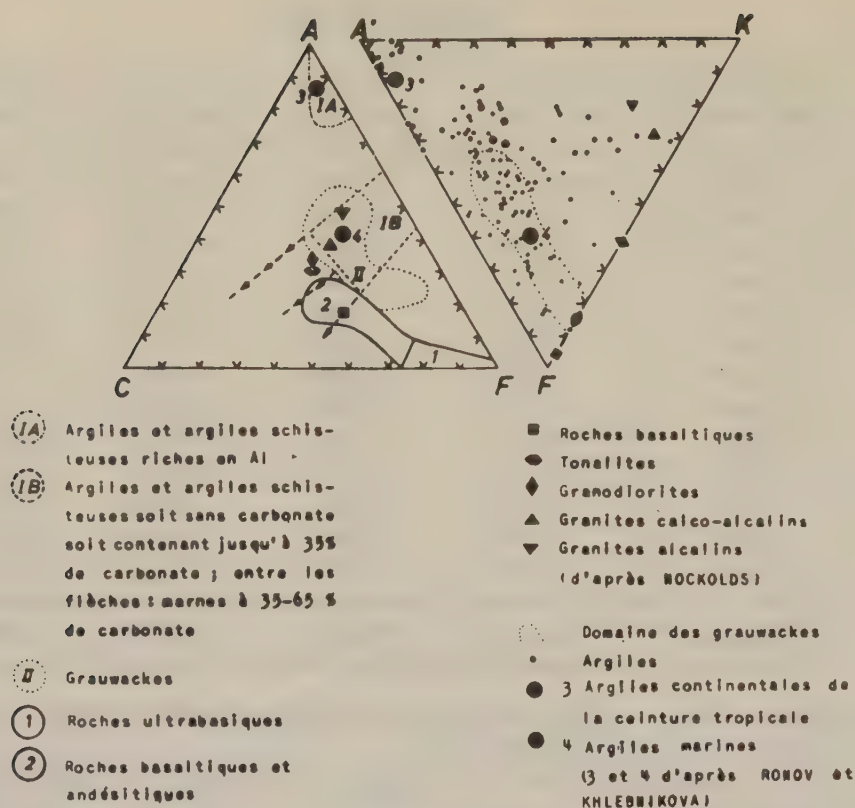
- Gneiss oeillé : 500 m au N de l'embranchement d'Aix, route Lapleau - Poteau du Gay - An 3341, Clermont.

- Lentille embréchitique : N.682, 1,7 km au N du Pont de St-Projet, An 3344, Clermont.

- Migmatite de l'Aigle : embranchement de Doumer (Cantal) RN.678, An 3342, Clermont.

- Embréchite de l'Aigle : Barrage de l'Aigle, An 1687, Clermont.

La représentation ACF - A'KF ci-après met également en évidence l'originalité de composition des gneiss oeillés 5 et 6. Le calcul des paramètres ACF - A'KF a été réalisé à partir des nombres moléculaires, comme le préconise H.G.F. Winkler (1965), ce qui permet une comparaison directe avec le diagramme ci-dessous représentant la composition des principaux types de roches magmatiques et sédimentaires (in Winkler, 1965, fig.8).



Composition chimique de différentes roches magmatiques et sédimentaires portées sur un diagramme ACF et A'FK. Noter la variation considérable des valeurs K des argiles sur le diagramme A'FK. (S.R. NOCKOLDS (1954) : Bull. Geol. Amer. 66, 1007-1032) (A.B. RONOY et Z.V. KHEBNIKOVA (1957) : Geochemistry No.6, 527-552).

Références	A	C	F	A'	K	F
1	47	13	40	35	26	39
2	48	10	42	37	22	41
3	47	9	44	33	29	38
4	48	9	43	36	23	41
5	50	19	31	21	57	22
6	38	42	58	21	47	32

A titre de comparaison, le même calcul a été réalisé sur le granite gros grain du sommet du Pic de Norre - 7 - et sur les schistes à biotite de l'entrée des Gorges d'Héric - 8 - (An 2, in Roques 1941, p.458).

Références	A	C	F	A'	K	F
7	35	13	52	21	29	50
8	49	1	49	43	13	44

Dans le triangle A'KF (fig.2) on constate que les gneiss oeillés 5 - 6 - se situent dans le domaine de composition des granites alcalins et calcoalcalins, alors que les autres points figuratifs se situent dans un domaine plus proche de celui des argiles et grauwackes.

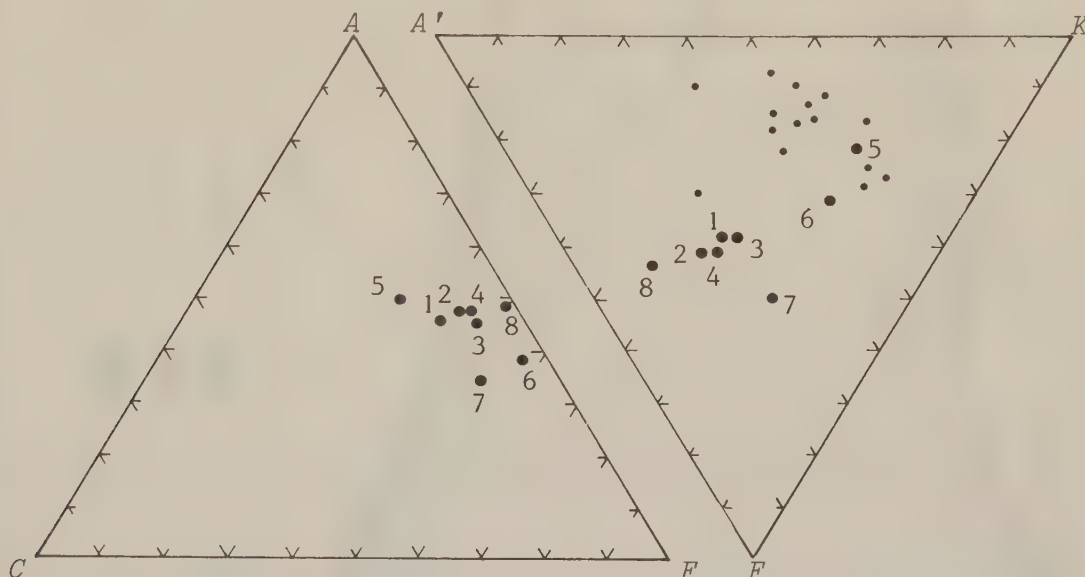
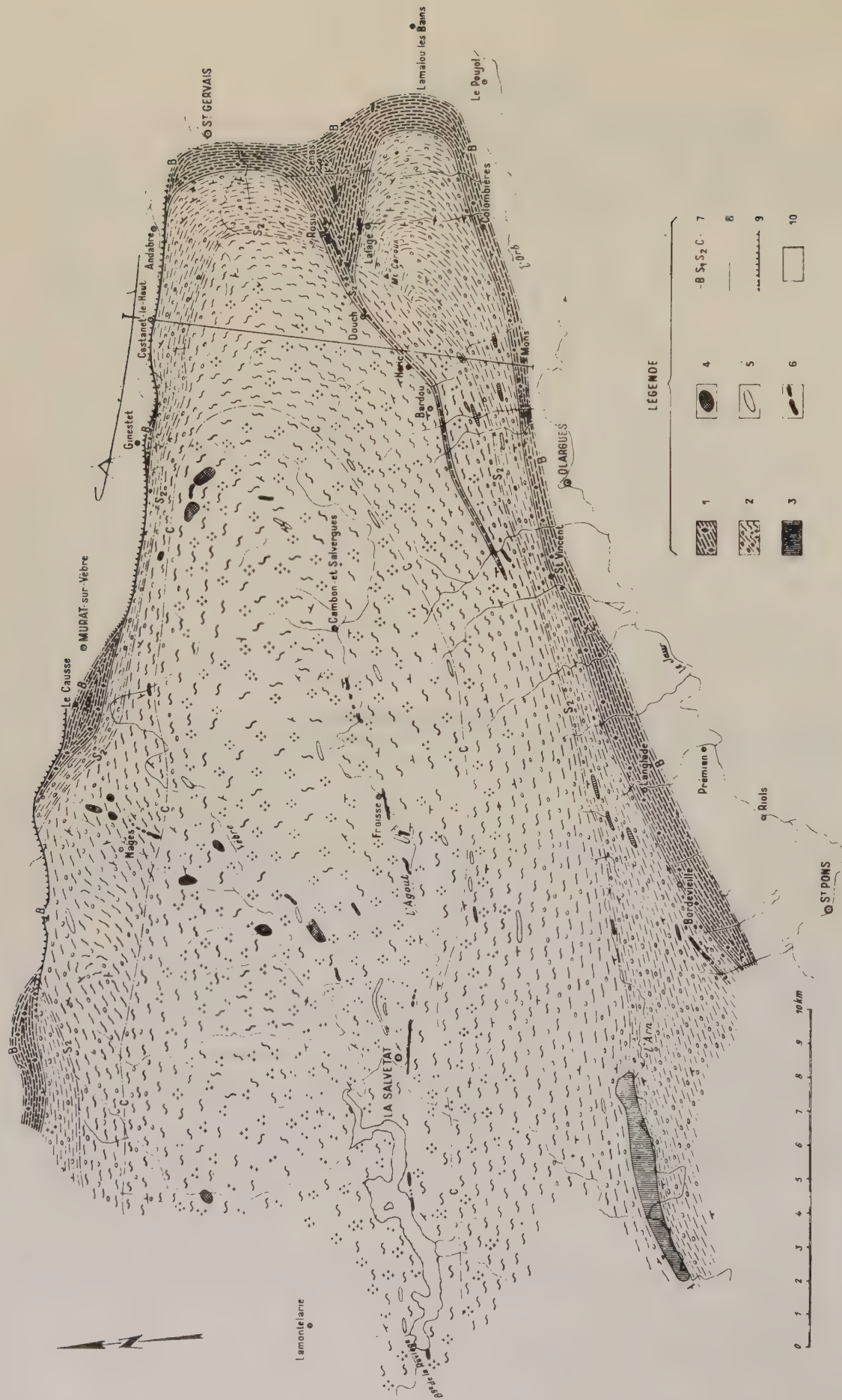


Fig.2 .- Composition ACF - A'KF des gneiss oeillés de la Montagne Noire.

Nous avons reporté sur la même figure les points représentatifs (•) de la composition de gneiss considérés comme d'origine ortho (réf. compositions chimiques exprimées en % d'oxydes in P. Collomb 1957, p.59 et G. Guitard 1958, p.25) ; on constate que les gneiss oeillés de Plaisance et des Cammazes se situent dans le même domaine que ceux-ci.

La même parenté apparaît sur la représentation triangulaire $\text{FeO} + \text{MgO} - \text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O}$ (en mol.) élaborée pour distinguer très simplement les compositions chimiques de roches compatibles avec la présence simultanée de biotite et feldspath potassique dans le cas où la biotite est le seul minéral ferromagnésien possible ; le point $\text{FeO} + \text{MgO}, 75 - \text{K}_2\text{O}, 25$ représente le point limite au delà duquel (dans le sens $\text{FeO} + \text{MgO}$ croissant) biotite et feldspath potassique ne peuvent coexister, et la droite joignant ce point au sommet Na_2O correspond à la même limite pour la composition triangulaire $\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O} - \text{FeO} + \text{MgO}$.



Carte géologique.

CARTE GEOLOGIQUE DU DOME GNEISSIQUE DE L'AGOUT (in R.D. Schuiling, 1960)

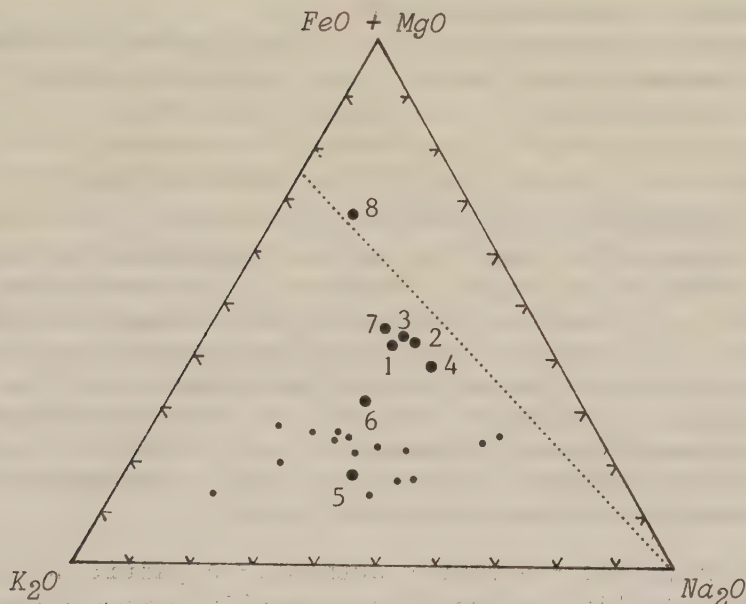


Fig. 3.- Composition FeO+MgO - K₂O - Na₂O des gneiss oeillés.

On voit de manière très claire que les embréchites de Plaisance et des Cammazes (5 - 6) occupent une aire différente de celle des autres gneiss oeillés (1 - 2 - 3 - 4), qui présentent une teneur équivalente en Na₂O, mais sont beaucoup moins riches en feldspaths potassiques (teneur en K₂O moindre pour beaucoup plus de FeO et MgO).

Le point figuratif des micaschistes (8) montre que leur composition en K₂O est encore plus faible pour une teneur encore plus élevée en FeO+MgO, et qu'elle est incompatible avec la présence de feldspath potassique (point de composition en deçà de la droite limite ci-dessus définie).

Ce mode de représentation est donc intéressant : il met clairement en évidence deux types de gneiss oeillés, explicite les différences entre les deux et les situe par rapport aux micaschistes encaissants.

2 - Faciès métamorphique.- Les assemblages minéralogiques observés correspondent à l'amphibolite faciès, mais la seule considération de ceux-ci par rapport aux points de projection ACF et A'KF ne permet pas de préciser le faciès du métamorphisme, muscovite - biotite - feldspath potassique se trouvant aussi bien dans les faciès d'un métamorphisme type haute pression que basse pression. En se rapprochant de l'axe de l'Agoût, la présence de sillimanite témoigne du passage au degré métamorphique le plus intense de l'amphibolite faciès. Pour plus de détail, il convient de considérer la succession des isogrades établies par Schuiling (carte, p.40), depuis les faciès micaschisteux jusqu'aux gneiss granitoïdes. Il s'en dégage les points suivants :

- la transition andalousite → sillimanite observée dans les micaschistes au nord du dôme, entre Lacauze et Nages témoigne d'un régime métamorphique de basse à moyenne pression. D'après la position des isogrades, R.D.Schuiling

en déduit un gradient géothermique élevé ;

- la staurotide présente au Sud avec l'andalousite n'infirmes pas un tel régime p-t (voir métamorphisme Bosost), par contre la présence de disthène (signalée par F. Ellenberger) et de grenats (sous réserve de leur composition en MnO) laisse à penser à la succession de deux régimes p-t, le régime de plus haute pression n'étant visible que dans le faciès micaschisteux.

R.D. Schuiling distingue nettement l'isograde S₂ correspondant à la disparition de la muscovite dans les gneiss, équivalent au passage du sub-faciès A 2-2 au sub-faciès A 2-3 et l'isograde S₁, correspondant à la transition andalousite → sillimanite, équivalent au passage du sub-faciès A 2-1 au sub-faciès A 2-2. Il note que cette dernière transition n'a jamais été observée dans les micaschistes en bordure méridionale du dôme : on peut en conclure que les gneiss ocellés en contact avec les micaschistes se situent dans un climat métamorphique correspondant au faciès A 2-1, régime p-t, incompatible avec une anatexie in situ, et avec la formation réactionnelle de feldspaths à partir de minéraux potassiques.

3 - Composition Quartz - Albite - Orthose.- A partir de la composition chimique, ont été calculés les rapports normatifs quartz : albite : orthose tels qu'ils peuvent être calculés pour n'importe quel type de roche granitique et les résultats reportés sur un diagramme triangulaire (fig.4).

N° référence	Quartz : Albite : Orthose		
1	40	:	29 : 31
2	37	:	34 : 29
3	47	:	22 : 31
4	33	:	25 : 42
5	39	:	28 : 33
6	42	:	27 : 31
7	44	:	27 : 29

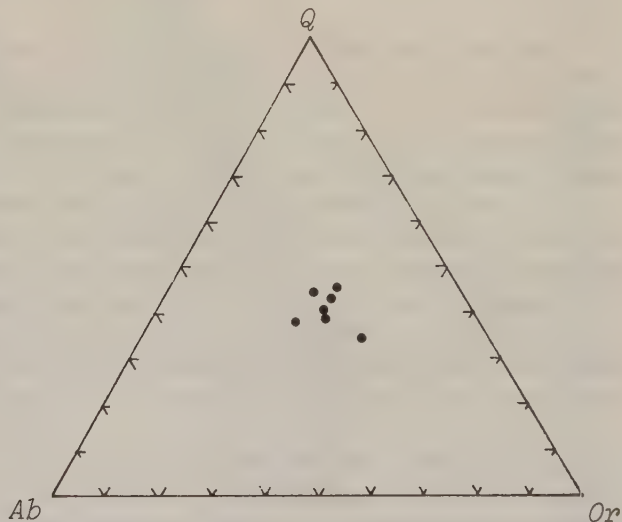


Fig.4 .- Composition Q : Ab : Or des gneiss ocellés.

La composition minéralogique moyenne des gneiss à muscovite (embréchite) déduite d'analyses modales (in R.D. Schuiling) réalisées sur la zone du Caroux, est la suivante :

Quartz	32,3 %	Apatite	0,4 %
Plagioclase	24,1 %	Opaque	1,1 %
Feldspath potassique..	26,5 %	Tourmaline	0,1 %
Biotite	6,8 %	Grenat	0,2 %
Muscovite	8,5 %		

D'après cette composition minéralogique moyenne, le rapport Q : Ab : Or s'établit à 41 : 26 : 33, ce qui est très proche du rapport calculé ci-dessus à partir de l'analyse chimique.

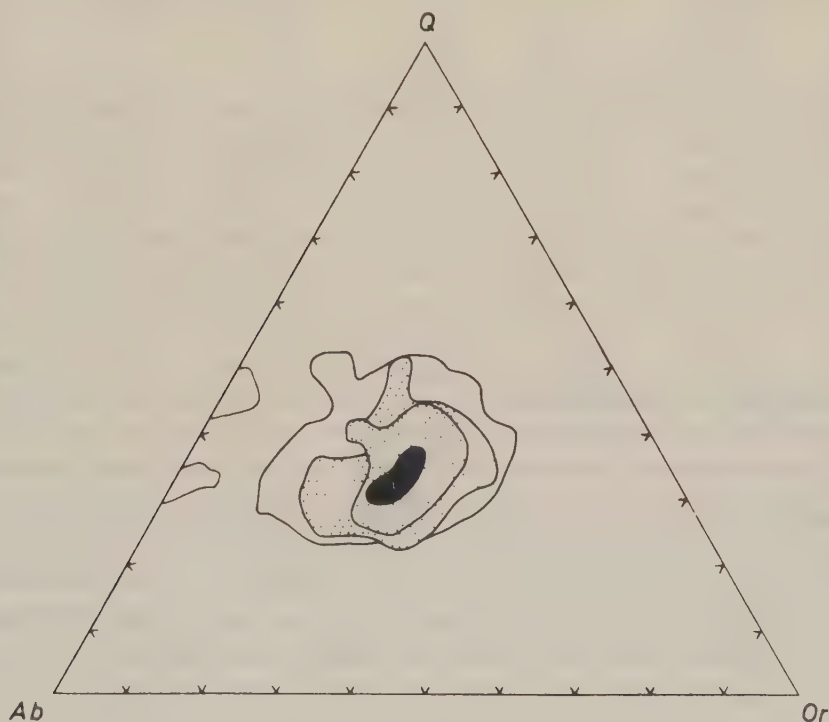


Diagramme de fréquence du rapport normatif Q : A : Or de 1190 roches granitiques (in : WINKLER et v. PLATEN, 1961, Geochim. et Cosmochim. Acta 24, 250). Le champ délimité par la ligne externe correspond à 86 % de tous les granites ; l'ensemble des trois champs internes représente 73 % de tous les granites ; le champ finement ponctué et le noir correspondent à 53 %, et le noir seul à 14 % de tous les granites. Le maximum de fréquence se situe dans le champ noir.

Si on compare les compositions ci-dessus (voir fig.4) aux fréquences de distribution des rapports normatifs Q : Ab : Or dans les roches granitiques, on ne peut que remarquer la position de celles-ci à l'intérieur des champs de composition granitique, et même pour la plupart à l'intérieur du champ de moyenne à grande fréquence.

B - COMPOSITION DES YEUX

Ils représentent une entité morphologique, et il est intéressant de connaître leur composition minéralogique quantitative, et de les situer sur ce point par rapport à l'ensemble de la roche qui les contient.

Pour ce faire, nous avons conjugué les résultats de diverses méthodes d'analyses (analyses chimiques, rayons X).

1 - Composition globale des "yeux".- Comme le montrent les analyses chimiques et calculs de norme ci-après, il n'apparaît pas de différences très sensibles dans la composition des yeux d'une même région.

Références	An 3746 MN 53 a	An 3768 MN 53 c	An 3767 MN 53 d	An 3747 MN 52 a	An 3748 MN 56 a	An 3749 MN 56 c	An 3806 MN 56 d
SiO ₂	64,25	68,10	65,95	64,35	68,70	66,00	65,50
Al ₂ O ₃	20,05	17,90	19,70	20,25	16,90	19,95	21,60
Fe ₂ O ₃	0,45	0,50	0,30	0,40	0,40	0,50	0,80
FeO	0,45	0,30	0,70	0,20	0,35	0,45	tr
MgO	1,70	0,70	0,85	1,05	2,20	0,90	0,60
CaO	0,95	0,70	0,85	0,75	2,30	1,50	0,85
Na ₂ O	3,10	2,20	2,30	2,30	2,60	2,30	2,90
K ₂ O	8,00	7,50	7,70	9,10	5,30	7,80	8,30
TiO ₂	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
P ₂ O ₅	0,10	1,00	0,55	0,40	0,10	0,60	nd
MnO	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr
H ₂ O ⁺	0,35	0,30	0,40	0,25	0,40	0,45	0,25
H ₂ O ⁻	0,05	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Somme	99,55	99,30	99,40	99,15	99,35	100,55	100,90

Les pourcentages normatifs quartz : albite : orthose correspondants sont les suivants :

	MN 53 a	MN 53 c	MN 53 d	MN 52 a	MN 56 a	MN 56 c	MN 56 d
Quartz	13	26	24	16	28	22	16
Orthose	58	49	52	61	35	52	53
Plagioclase	29	25	24	23	37	27	31

Outre le feldspath potassique, la norme fait apparaître du plagioclase et du quartz, ce qui est confirmé par les analyses diffractométriques qui ont l'avantage de faire apparaître les phases réellement présentes.

	MN 53 a DX 1830	MN 53 c DX 1832	MN 53 d DX 1833	MN 56 a DX 1835	MN 56 c DX 1836	MN 56 d DX 1837
Feldspath potassique	80	77	75 à 80	40	66	72
Plagioclase	8 à 10	9	5 à 10	33	17	16
Quartz	10 à 12	14	10 à 15	27	17	12

2 - Distinction entre phases plagioclasiques.- Il est intéressant de chercher à préciser la signification minéralogique du Na dans les yeux ; les éléments de réponse sont nombreux :

- l'étude optique a montré l'existence d'inclusions de plagioclases dont la disposition ne correspond pas à celle de phase albitique de perthite ;

- l'étude chimique comparée de la roche totale et des yeux montre que ces derniers sont plus pauvres en Ca, ce qui laisse supposer une phase plus albitique dans l'oeil ;

- dans les différents yeux, le sodium ne présente pas de corrélation avec le potassium.

De tous ces faits, il ressort qu'une partie du Na entre dans la constitution de la perthite de l'oeil, mais aussi dans celle d'un plagioclase d'origine différente, et il importe d'évaluer les quantités relatives de ces deux composants plagioclasiques.

Dans ce but, les yeux ont été portés à une température de 900° pendant 24 heures pour homogénéisation de la perthite, et soumis ensuite à l'étude aux rayons X. Par la méthode de P.M. Orville (utilisant la raie 201) complétée par la méthode de T.L. Wright (utilisant les raies 201, 060, 204), on a pu définir la limite de solubilité maximum de l'albite dans le feldspath homogénéisé : à savoir $Ab_{21} Or_{79}$, en moyenne.

A partir de là, il était facile de calculer les teneurs relatives du feldspath potassique ($Or_{79} Ab_{21}$), du plagioclase et du quartz présents dans les yeux.

Echantillons	MN 53 a	MN 53 c	MN 53 d	MN 52 a	MN 56 a	MN 56 c	MN 56 d
FK ($Or_{79}Ab_{21}$)	67	62	66	76,5	44	65	67
Plagioclase	20	12	10	7,5	27	13	17
Quartz	13	26	24	16	29	20	16

C - RELATION ENTRE LA COMPOSITION DES YEUX ET CELLE DE LA ROCHE TOTALE

La teneur en feldspath potassique de composition $Or_{79} Ab_{21}$ est relativement constante dans les yeux :

Echantillons	MN 53 a	MN 53 c	MN 53 d	MN 52 a	MN 56 a	MN 56 c	MN 56 d
% en feldspath $Or_{79} Ab_{21}$	67	62	66	76,5	44	65	67

Elle est en moyenne de 64 % alors que dans l'ensemble des roches correspondantes, cette phase ne représente que 36 % (MN 6) ou 33 % (MN 56) des minéraux.

La quantité relative plagioclase/quartz (plagioclase n'entrant pas dans la perthite) s'établit comme suit :

Echantillons	Plagioclase	Quartz
MN 53 a	60	40
MN 53 c	31	69
MN 53 d	30	70
MN 52	32	68

en moyenne

Plagioclase	Quartz
38	62

Le même calcul réalisé sur la roche totale donne une moyenne de 40 % de plagioclase pour 60 % de quartz. Pour les gneiss de Norre, le rapport plagioclase/quartz est le suivant :

Echantillons	Plagioclase	Quartz
MN 56 a	48	52
MN 56 c	40	60
MN 56 d	50	50

en moyenne

Plagioclase	Quartz
46	54

Le même calcul réalisé sur roche totale donne 48 % Pl et 52 % Q.

Il apparaît donc nettement que le rapport quartz/plagioclase est constant pour les différents yeux d'un même gneiss et surtout qu'il est identique à celui du reste de la roche. Cela apparaît également sur la représentation triangulaire Q - Ab - F.K (Or₇₉ Ab₂₁) comparée de la composition des roches totales et des yeux (fig.5).

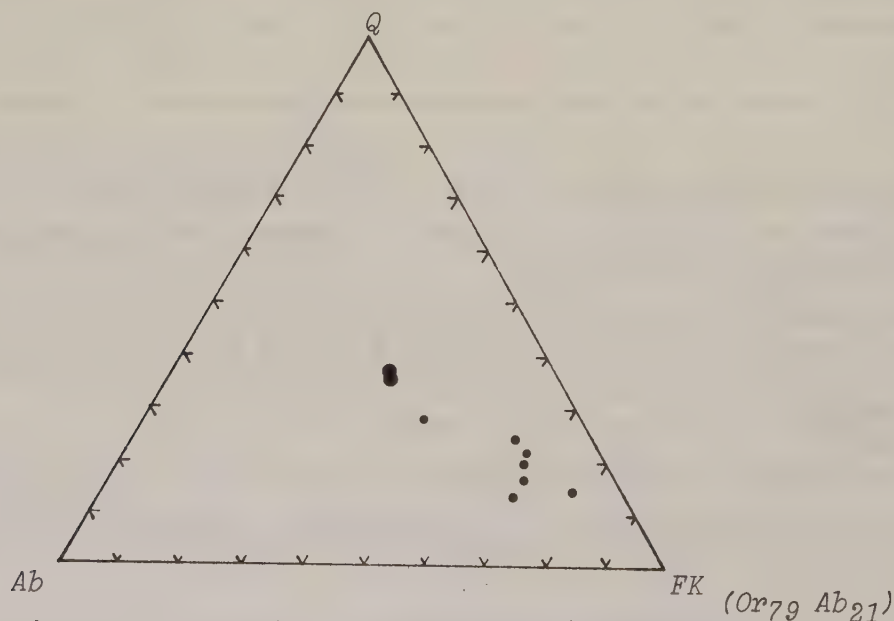


Fig. 5.- Comparaison du rapport Ab/Q dans les roches totales (●) et les yeux feldspathiques (●).

En résumé, l'oeil apparaît donc constitué par un feldspath de composition globale $Or_{79} Ab_{21}$ (représentant environ 65 % de l'oeil) renfermant en inclusion du quartz et du plagioclase en mêmes proportions que dans l'ensemble de la roche.

IV - PROBLEME DE LA GENESE DES GNEISS OEILLES

L'étude pétrographique et chimique met en évidence deux types de gneiss oeillés.

Les premiers, avec leurs faciès d'orthogneiss rappellent le granite du Mendic situé au NE de la région étudiée ; ils se caractérisent par rapport aux seconds par une plus grande richesse en silice et potasse, leur composition chimique les place parmi les gneiss considérés comme ayant cristallisé à partir d'un matériel éruptif. Ils constituent les faciès oeillés du Sorézois, et les quelques affleurements de gneiss oeillés du versant Nord du plateau de l'Agoût.

Les seconds ont une composition de granite calco-alcalin et présentent des paragenèses minérales traduisant un degré métamorphique décroissant du Nord vers le Sud. C'est le type le plus abondamment représenté en Montagne Noire puisqu'il constitue tout le versant Sud du plateau de l'Agoût ; c'est à lui que nous sommes intéressés pour étudier la genèse possible des yeux feldspathiques. Nous résumons ci-dessous nos idées sur ce point.

— Certains auteurs interprètent les yeux feldspathiques de certains gneiss oeillés comme des reliques de feldspaths d'origine volcanique. Tel n'est pas le cas ici : la composition du feldspath homogénéisé $Or_{79} Ab_{21}$ correspond très probablement à celle du feldspath avant exsolution, et celui-ci est trop peu riche en sodium pour être assimilé à un feldspath de projections acides ; en effet, dans les gneiss oeillés pour lesquels une telle origine a été retenue, la teneur en sodium est en effet beaucoup plus importante : ainsi les micropertchites d'origine volcanique décrites par G. Guitard (1961) dans les gneiss oeillés du Canigou, ont une composition globale variant de $Or_{42} Ab_{58}$ à $Or_{63} Ab_{37}$ (moyenne $Or_{54} Ab_{46}$). La composition des yeux feldspathiques des gneiss oeillés de la Montagne Noire se situe nettement en dehors de ce domaine, et du côté du pôle potassique ; elle correspond par contre à celle des mégacristsaux feldspathiques de granites.

— La présence simultanée de quartz, plagioclase et feldspath potassique dans une unité morphologique d'oeil, pouvait être interprétée comme le résultat d'un phénomène de fusion anatectique et l'assemblage de ces minéraux comme correspondant à un leucosome. Mais les proportions relatives des trois minéraux (voir fig.6) sont incompatibles avec une telle hypothèse : la composition des yeux en feldspath potassique est beaucoup trop riche par rapport à celle obtenue pour les assemblages d'origine anatectique correspondant aux points eutectiques et lignes cotectiques possibles pour différents rapports Ab/An et différentes conditions $p-t$ (cf. fig.34 p. 159 et tableau 11, p.160 in H.G.F. Winkler, 1965). Une telle interprétation est donc à écarter.

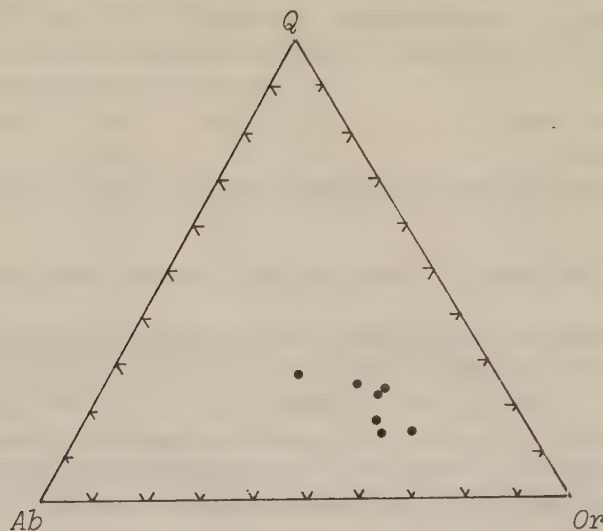


Fig.6 .- Composition normative Q : Ab : Or
des "yeux" de gneiss ocellés.

— Un oeil ne présente pas de différence fondamentale avec le reste de la roche, sauf sa concentration en feldspath alcalin. Plusieurs phénomènes générateurs sont possibles :

1°) Le feldspath alcalin peut correspondre à une phase d'apport métasomatique qui engloberait des minéraux préexistants.

La constance de composition du feldspath alcalin, considérée par rapport à l'importance de la masse des formations ocellées dans la Montagne Noire, ne plaide pas en faveur d'une telle origine, quand on songe aux vitesses de déplacement différentielles des éléments chimiques, dans les processus métasomatiques. L'étude des oligoéléments fournira des arguments importants à l'encontre de cette hypothèse.

2°) Le feldspath alcalin a pu cristalliser de façon concomitante avec le reste de la roche ; seule la vitesse de développement de germes cristallins a été plus grande en certains points, ce qui peut expliquer que des cristaux soient englobés par d'autres sans qu'il y ait pour autant une relation de postériorité ou d'antériorité entre les deux phases.

3°) Un processus de recristallisation peut également donner naissance à de grands cristaux : une recristallisation peut aboutir à la formation de cristaux plus grands que les cristaux initiaux. Ceci est bien connu dans les phénomènes de recuit en métallurgie où de tels résultats sont obtenus, soit par traitement à chaud, soit encore par déformation plastique suivie de déformation à chaud.

V - PETROGRAPHIE, MINERALOGIE, COMPOSITION CHIMIQUE DES ANATEXITES LEUCOCRATES

Elles occupent le coeur du Massif de l'Agoût. Leur texture peut être localement tourbillonnaire, mais le plus souvent, elle est isotrope, rendant ces anatexites identiques à un granite.

A - ETUDE PETROGRAPHIQUE ET MINERALOGIQUE

1 - Caractères généraux.- Leur caractéristique essentielle est d'être leucocrates (pl. IV fig. 3) ; les seuls minéraux ferro-magnésiens sont :

- la biotite, relativement rare et dispersée dans l'ensemble de la roche et parfois chloritisée ;
- le grenat, dispersé lui aussi, quand il existe ;
- la cordiérite, qui représente l'élément le plus visible car elle se présente sous forme de nodules répartis inégalement au sein de la masse granitique. Les anatexites de la région située au Nord et à l'Est de la Salvétat sont particulièrement riches en nodules de cordiérite.

La masse leucocrate comprend feldspath potassique, quartz, plagioclase, sillimanite et minéraux accessoires comme l'apatite, (pl. IV, fig. 4) :

- le plagioclase (An 18 à An 20) apparaît souvent corrodé ;
- le feldspath potassique, perthitique en films (cryptoperthite d'exsolution visible par clichés X sur monocristaux), apparaît toujours en plages de forme quelconque. Il est sans moirage apparent, et n'est pas maclé selon la loi de Carlsbad ; ces caractéristiques seront retrouvées dans les anatexites du Haut-Allier et des Cévennes méridionales, et leur symétrie sera précisée dans le chapitre réservé à l'étude des feldspaths potassiques.

2 - La cordiérite.- La cordiérite en nodules a fait l'objet d'une recherche destinée à déterminer le taux de distorsion [$\Delta = 2 \theta_{131} - (2 \theta_{421} + 2 \theta_{511})/2$ pour la radiation Cu K α_1 , Iiyama J.T, 1960] afin de définir les conditions de sa cristallisation. Deux échantillons, apparemment frais, ont été ainsi soumis à l'analyse par diffractométrie X (cordiérites MN 64 et MN 66) : les minéraux essentiellement présents dans ces échantillons sont en fait, de la chlorite et de la muscovite. D'après les intensités relatives (001) et (002) etc., la chlorite apparaît ferrique, ce qui est un peu étonnant, si on considère que la cordiérite présente classiquement un rapport Fe/Mg < 1.

La cordiérite n'apparaît que dans l'un des échantillons, malheureusement en quantité insuffisante pour définir avec rigueur le taux de distorsion.

La transformation de la cordiérite en muscovite et chlorite nécessite l'addition de potassium mais cet apport ne paraît pas pour autant résulter d'un phénomène secondaire.

En effet, dans l'hypothèse de H. von Platen et Höller (1966) en ce qui concerne la genèse des magmas granitiques et leur mise en place, il paraît clair que les nodules de cordiérite représentent des restats de la fusion incongruante de la muscovite et de la biotite à l'issue d'une anatexie génératrice d'un magma granitique. La transformation observée dans les agrégats de cordiérite peut n'être que le résultat de réaction entre ceux-ci et le magma anatectique riche en potassium lors de sa cristallisation. Quant à la

chlorite, sa présence ne traduit pas obligatoirement des conditions p.t superficielles, car dans les faciès magmatiques où elle apparaît, elle témoigne davantage d'un manque de potassium libre que de conditions thermodynamiques particulières

3 - Les grenats.- Ceux-ci sont fréquents dans les anatexites de la Montagne Noire de la zone de l'Agoût.

Ils sont assez bien représentés dans les anatexites de la Salvetat, mais aussi dans les parties anatectiques de la zone de Douch et portions leucocrates de l'entrée des Gorges d'Héric que nous étudierons plus spécialement à propos des feldspaths et de leurs oligoéléments.

L'analyse chimique des grenats présente quelques difficultés ; aussi avons-nous préféré utiliser pour les déterminer, le calcul de maille associé à la mesure de l'indice de réfraction.

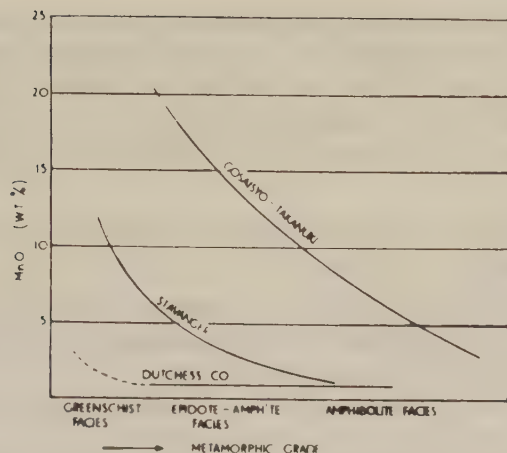
N° réf.	- 1 -	- 2 -
a_0	11,530 Å	11,530 Å
n	1,82	1,82

- 1 - Grenat extrait anatexite leucocrate - MN 58 - D.68 à 2,3 km à l'Est d'Anglès - Agoût (81) - DX 1728 -

- 2 - Grenat extrait anatexite leucocrate - MN 66 - D.150, 7 km au N.E de la Salvetat - Agoût (81) - DX 1829 -

Dans les deux cas, le grenat appartient à la série des pyralspites et est très proche du pôle almandin - ce que confirme une analyse chimique sur le grenat de l'anatexite de la Salvetat où MgO représente en % d'oxydes 2,70 seulement.

Un point important est la teneur en Mn de ces grenats : R.D. Schuiling explique en effet leur présence en équilibre dans certains faciès par le fait qu'ils représentent une phase pouvant contenir du Mn. C'est en effet le cas : ils renferment 4 % de MnO (dosage réalisé par voie chimique sur grenat épuré au binoculaire pour écarter toute inclusion pouvant contenir du MnO). Cette teneur est intéressante aussi pour juger des conditions thermodynamiques de cristallisation. A. Miyashiro en effet a étudié d'une manière systématique, les teneurs en MnO des grenats en fonction du caractère du métamorphisme et montre de manière très claire que la teneur en MnO d'un grenat diminue avec l'intensité du métamorphisme et que sa valeur absolue est d'autant plus élevée que le faciès du métamorphisme correspond à un type basse pression.



Teneur en MnO des pyralispites à degré métamorphique croissant et en fonction du type de métamorphisme (Dutchess co. → type haute pression - Gosaisyo - Takanuki → type basse pression), (figure in A. Miyashiro 1953, p.191).

Dans le cas des anatexites de l'Agoût, la teneur en MnO du grenat traduit des conditions thermodynamiques de cristallisation de basse pression correspondant au faciès défini par A. Miyashiro comme non almandin.

Le même type d'évolution se dessine pour les biotites, de façon moins nette cependant et A. Miyashiro (1953) établit un diagramme de relations entre pyralispites et biotites associées pour divers degrés métamorphiques, vis à vis des éléments Mn, Mg^{+2} , Fe^{+2} . Les résultats obtenus sur la biotite et le grenat de l'anatexite de l'Agoût ont été reportés sur ce diagramme (fig.7). Les positions relatives obtenues confirment le haut degré métamorphique déjà trouvé et montrent de plus, qu'il y a équilibre chimique entre biotite et grenat.

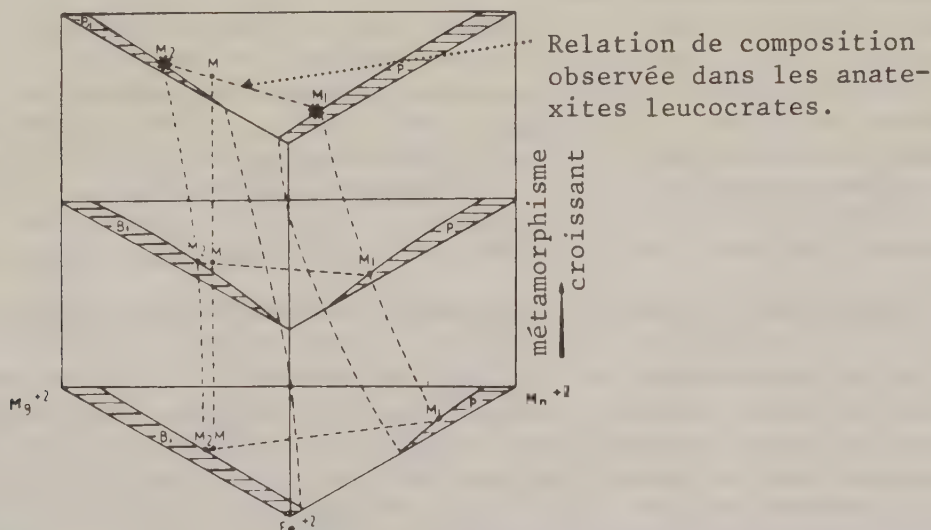


Fig.7 .- Composition de la biotite et du grenat dans les anatexites leucocrates : position dans le diagramme des relations d'équilibre entre pyralispites et biotites associées, à des degrés variés de métamorphisme (in A. Miyashiro, 1953, fig. 10).

Cependant, dans l'hypothèse d'une origine anatectique de cette formation et donc de la cristallisation à partir d'un magma, on ne peut manquer d'être frappé par la réaction envisagée par H. von Platen et H. Höller pour la formation des grenats. D'après ces auteurs, ce n'est qu'à partir de 7000 bars que la fusion incongruente de la biotite peut amener à la formation de grenat selon la réaction :

2 biotite + 6 sillimanite + 13 quartz $\rightarrow$ 2 feldspath composant + 3 cordiérite (très peu, moins de 5 %) + 2 almandin + 2 eau

On pourrait être tenté alors de voir dans le grenat le reste d'une fusion incongruente sous haute pression. Cette hypothèse de formation des grenats dans le cas des anatexites qui nous intéressent est à rejeter :

- le grenat, à l'état dispersé dans la roche, ne se comporte pas en restite,

- il est en équilibre chimique avec la biotite, qui elle aussi à l'état dispersé, ne correspond pas à une restite (ce que confirme l'existence d'un coefficient de partage normal du Rb entre feldspath potassique et biotite - voir plus loin - chapitre oligoéléments),

- la teneur en MnO du grenat et de la biotite correspondent à des faciès de basse pression,

- enfin, une telle interprétation ne s'accorderait pas avec la présence de cordiérite : en effet, que celle-ci résulte d'une cristallisation sous climat métamorphique ou qu'elle représente une restite, elle caractérise des conditions thermodynamiques de faibles à moyennes pressions.

Le grenat est donc lié à la cristallisation de l'anatexite et témoigne des conditions thermodynamiques qui y ont présidé, à savoir conditions de relativement faibles pressions.

Il eût été intéressant de connaître de la même manière les relations biotite-grenat dans les micaschistes au Nord du Mas Cabardès et au Nord de St-Pons. La présence de grenats dans une paragenèse correspondant à un degré métamorphique moindre, laisse supposer un faciès de métamorphisme à pression plus élevée, se rapprochant du faciès almandin. Si un tel résultat se manifestait, cela appuierait l'idée de deux phases correspondant à deux régimes p.t différents dans l'élaboration de cette région, la phase basse-pression correspondant seulement au phénomène de l'anatexie.

4 - Aspects particuliers.- Quelques aspects particuliers méritent attention.

- Des faciès anatexiques oeillés ont été trouvés à la limite anatexite - gneiss oeillé (zone de Douch - Sud de Fraisse). On trouve parfois dans ces faciès quelques yeux feldspathiques bien individualisés, entourés de quelques lits de micas et noyés dans une matrice granitique isotrope (pl. IV fig. 2) ; quelquefois, une partie de l'oeil paraît envahie par la matière granitique. Cet aspect évoque clairement l'antériorité de l'oeil par rapport à l'anatexite, nous verrons plus loin que l'étude systématique des oligo-éléments confirme ce point de vue.

- Un faciès localisé trouvé au sein d'anatexites leucocrates au Nord de Douch montre un aspect particulier : à l'oeil nu, il s'agit d'un agglomérat de minéraux phylliteux, à texture contournée. Au microscope, la sillimanite apparaît très abondante et se présente sous forme de longues aiguilles, la

muscovite est comme "mitée" et les trous, de forme quelconque, sont occupés par du quartz au sein duquel on retrouve des aiguilles de sillimanite. On assiste là à la destruction de la muscovite, minéral dont la disparition caractérise soit le passage du faciès A 2-2 au faciès A 2-3 de l'amphibolite faciès, soit le début de l'anatexie. Dans les deux cas, la réaction est la suivante :



Dans le cas de l'anatexie, le composant feldspath potassique résultant de la fusion incongruente de la muscovite, contribue avec le reste du liquide, composé de quartz et de plagioclase, à former un mélange de composition granitique, alors que dans les réactions purement métamorphiques, le feldspath potassique reste à l'état cristallisé et associé à la sillimanite.

Dans le cas observé, le feldspath n'est pas associé à la sillimanite ; et il est fort probable qu'on ait là un stade figé de l'anatexie : cette façon de voir basée sur l'observation microscopique et les données expérimentales récentes est corroborée par le gisement de cette roche ; celle-ci se présente en effet, à la manière d'une restite au sein de la masse anatectique.

— Une dernière remarque s'impose en ce qui concerne les relations interminérales observés en lames minces. Il semble que malgré l'isotropie texturale moyenne des anatexites, les minéraux d'une même espèce se retrouvent groupés en agglomérats ; ceci évoque la structure glomérogranulaire décrite dans le granite de Quincy, et que l'on peut attribuer à un phénomène mécanique ou à un phénomène de ségrégation à petite échelle. L. Hawkes (1929) considère aussi qu'une vitesse lente de refroidissement et l'abondance de minéralisateurs peuvent contribuer à un tel résultat. Nous n'avons pas étudié quantitativement la fréquence relative de ces contacts, mais elle semble supérieure à la normale pour les minéraux d'une même espèce.

L'étude pétrographique et minéralogique suggère donc pour les anatexites leucocrates une origine par fusion différentielle, et il convient de savoir si la composition des anatexites est compatible avec les résultats expérimentaux sur les magmas anatectiques.

B - COMPOSITION CHIMIQUE

Les roches analysées (analyses anciennes et nouvelles) sont les suivantes et les résultats en pourcentage d'oxydes sont exprimés dans le tableau ci-après.

- 1 - Anatexite à sillimanite et grenats - MN 58 - D.68 à 2,3 km à l'E d'Anglès, Août (81), An 3758, S. Couturié.
- 2 - Anatexite leucocrate - MN 64 - N.607 à 4,5 km au N de la Salvetat, Août (34), An 4102, S. Couturié.
- 3 - Anatexite - MN 48 - D.53, près Salvergues, Août (34), An 3766 - F. Cantagrel.
- 4 - Anatexite à 2 micas, vallée de l'Arnette, in Roques, 1941, p. 91.
- 5 - Anatexite La Montelarié, in Roques, 1941, An 5, p. 85, An 6.

	1	2	3	4	5
SiO ₂	73,25	75,45	76,45	76,10	71,60
Al ₂ O ₃	14,30	14,95	12,85	13,70	16,10
Fe ₂ O ₃	0,70	0,20	1,20	1,00	1,30
FeO	0,80	0,15	tr	0,00	1,10
MgO	1,45	0,55	0,65	0,20	0,50
CaO	0,90	1,10	0,85	0,50	2,20
Na ₂ O	2,25	3,25	2,60	2,30	3,20
K ₂ O	4,75	4,50	5,00	5,40	3,10
TiO ₂	0,40	0,05	0,10	0,20	0,32
P ₂ O ₅	0,65	0,30	0,75	0,20	0,22
MnO	0,05	-	tr	0,01	0,04
H ₂ O ⁺	0,45	0,30	0,20	0,62	0,46
H ₂ O ⁻	0,0		0,0	0,14	0,08
Somme	99,95	100,80	100,65	100,47	100,22

A titre de comparaison, nous ajoutons l'analyse calculée par R.D.Schuilng à partir de l'intégration minéralogique de 3 échantillons (R.D. Schuilng, 1960, p.53) de gneiss granitoïdes (anatexites).

SiO ₂	72,00
TiO ₂	0,2
Al ₂ O ₃	13,4
Fe ₂ O ₃	-
FeO	3,1
MgO	1,3
CaO	1,2
Na ₂ O	3,2
K ₂ O	4,5

Les anatexites sont caractérisées par une teneur en SiO₂ > 70 et un rapport K₂O/Na₂O > 1 ; elles diffèrent en cela nettement des gneiss oeillés, ainsi que par leur faible teneur en fer et magnésium.

Rapport Q - Ab - Or.- Comme pour les gneiss oeillés, les rapports normatifs Q : Ab : Or ont été calculés, ces trois phases à elles seules constituant pour les anatexites plus de 80 % de la roche.

A titre de comparaison, le rapport quantitatif Q : Ab : Or des phases réellement présentes a été établi par diffractométrie X pour l'anatexite claire au N de Lacau. Voici les résultats comparés sur cet échantillon :

Calcul de norme An 4102		Mode (Analyses par diffractomètre X) DX 1727	
Quartz	41	Quartz	45
Albite	30	Plagioclase	22
Orthose	29	Feldspath) potassique (	33

Les résultats sont proches et l'excès de plagioclase calculé dans la norme s'explique par le fait qu'il existe du Na en solution solide dans la phase potassique, ce qui contribue à augmenter la quantité de feldspath potassique dans le mode et, par contre, à diminuer celle du plagioclase. Les compositions ainsi calculées figurent dans le tableau ci-dessous :

N° Echantillons	Q	:	Ab	:	Or
1	45	:	22	:	33
2	41	:	30	:	29
3	44	:	24	:	32
4	44	:	21	:	35
5	44	:	24	:	32

Les anatexites ont une composition granitique et correspondraient plus spécialement à une composition eutectique pour un rapport Ab/An initial de l'ordre de 4 pour une pression de 2000 bars, mais il convient de rappeler que la présence d'éléments tels que F, B, etc... peut modifier ces estimations.

C - GENESE ET CRISTALLISATION DES ANATEXITES

L'étude pétrographique et minéralogique qui précède apporte de nombreux arguments en faveur d'une origine par anatexie : sans vouloir exagérer l'importance des données numériques, on peut remarquer que le rapport Ab/An trouvé pour le matériel origine possible correspond à celui des gneiss oeillés et si ce n'est la quantité d'eau, rien ne s'oppose en théorie à ce que les gneiss oeillés participent à l'anatexie.

- Cependant, les contacts entre gneiss oeillés et anatexites n'évoquent pas une fusion in situ, mais plutôt l'envahissement du faciès oeillé rendu localement plus ou moins plastique, par une matière granitique. La nature réelle des relations entre ces deux formations et leur indépendance apparaîtra d'ailleurs clairement dans l'étude qui suit sur les feldspaths et les oligoéléments.

- Pour l'instant, nous cherchons seulement à savoir si cette mobilité est cohérente avec la composition minéralogique observée. En effet, H. von Platen et H. Höller (1967) ont établi trois modèles possibles de conditions thermodynamiques de cristallisation en relation avec les conditions thermodynamiques de fusion ; ils décrivent les associations minérales résultantes, la composition minéralogique d'une anatexite dépendant essentiellement de cette relation et des conditions de cristallisation.

D'après l'étude qui précède - faciès particuliers, grenat et cordiérite principalement - on peut dire que l'anatexite de l'Agoût correspond au type 2 : l'anatexie s'est réalisée dans des conditions où la température du début de l'anatexie était nettement dépassée, et il y a eu séparation entre magma granitique et résidu cristallin, permettant ainsi la cristallisation ultérieure de feldspath potassique, les seules réactions inverses étant limitées au contact des nodules de cordiérite, seuls témoins de cette origine migmatitique et indices d'une fusion sous des conditions de basse à moyenne pression

(conditions confirmées par les caractères du grenat). Cette interprétation s'accorde avec celle donnée par R.D. Schuiling (1960) pour lequel la disposition des isogrades dans les gneiss de l'Agoût correspond à un gradient géothermique élevé ($20^{\circ}/100$ m), les anatexites représentant un dôme thermique ayant cristallisé sous faibles pressions.

Dans une note plus récente (1963), R.D. Schuiling signale dans les "cipo-lins résiduels" situés au sein des anatexites, la présence de wollastonite. Or les conditions de cristallisation de ce minéral sont bien connues (F.J. Turner 1968 et H.G.F. Winkler 1965, p.34-35) et correspondent aux conditions du pyroxène - hornfels faciès ou encore à la zone de température la plus élevée du faciès A 2.3, c'est-à-dire dans les deux cas à des conditions de faible pression.

VI - ETUDE MINÉRALOGIQUE

Seuls seront traités dans ce chapitre les micas et les feldspaths potassiques. Les résultats concernant les autres minéraux (quartz - cordiérite - grenat) ont été insérés dans l'étude pétrographique des faciès qui les renferment.

A - LES MICAS

Nous avons procédé à une étude comparative des micas dans les principaux faciès que l'étude pétrographique et minéralogique mettaient en évidence.

Nous n'exposerons ici que les résultats concernant les éléments majeurs et la structure ; les oligoéléments, qui se révèlent les plus intéressants, seront traités dans un chapitre particulier où se trouvera ainsi réuni de façon cohérente, l'ensemble des résultats oligoéléments sur tous les minéraux.

1 - La biotite.- *La composition en éléments majeurs* fournie par l'analyse chimique est exprimée ci-dessous en pourcentages poids d'oxydes.

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	34,15	36,40	36,10	34,00	34,55	35,25
Al ₂ O ₃	18,70	18,85	20,20	19,15	19,40	20,25
Fe ₂ O ₃	3,80	10,65	9,65	13,05	12,60	4,85
FeO	16,60	12,20	11,05	10,00	10,65	11,95
MgO	9,20	7,90	9,40	7,00	9,50	11,00
CaO	0,45	0,55	0,80	0,80	0,60	0,70
Na ₂ O	0,00	0,10	0,10	0,10	0,10	0,20
K ₂ O	8,40	7,30	7,30	6,80	7,20	7,65
TiO ₂	2,40	1,80	2,50	2,30	2,30	2,30
P ₂ O ₅	0,80	nd	nd	nd	nd	nd
MnO	0,30	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
H ₂ O ⁺	2,20	1,30	1,65	2,80	1,80	0,90
H ₂ O ⁻	1,00	0,30	0,10	0,20	0,00	0,10

- 1 - MN 6 - Biotite des gneiss oeuillés - Héric (Agoût), An 3111.
- 2 - MN 32 - Biotite des gneiss oeuillés (Norre), An 3774.
- 3 - MN 56 - Biotite des gneiss oeuillés - Miraval (Norre), An 3771.
- 4 - MN 58 - Biotite d'anatexite à grenat et sillimanite (Agoût), An 3773.
- 5 - MN 54 - Biotite de granite gros grain - Sommet de Norre (Norre), An 3770.
- 6 - MN 49 - Biotite de gneiss dans Gorges d'Héric (Agoût), An 3831.

Les formules s'établissent comme suit (calcul sur la base de 16 cations):

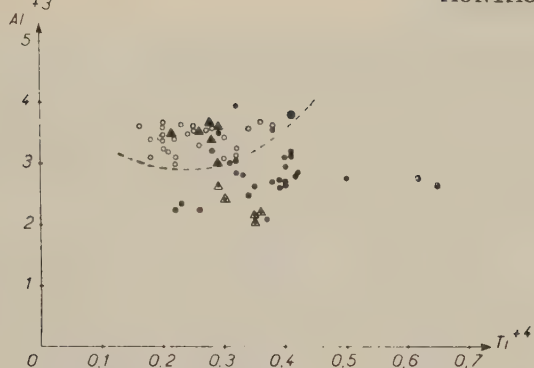
	1	2	3	4	5	6
Si	5,41	5,81	5,62	5,60	5,43	5,90
Al	2,59	2,19	2,38	2,40	2,57	2,10
Al	0,89	1,34	1,33	1,30	1,01	0,88
Ti	0,28	0,22	0,29	0,29	0,27	0,28
Fe ⁺⁺⁺	0,45	1,29	1,12	1,63	1,49	0,60
Fe ⁺⁺	2,19	1,64	1,42	1,38	1,40	1,68
Mn	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	2,19	1,89	2,27	1,75	2,25	2,78
Ca	0,07	0,10	0,13	0,14	0,10	0,13
Na	-	0,04	0,04	0,04	0,04	0,13
K	1,70	1,50	1,46	1,44	1,45	1,66
(OH)	2,34	1,38	1,70	3,07	1,90	1,00

L'analyse des éléments Rb, Ba, Nb et Zr dans les mêmes échantillons a été réalisée par fluorescence X ; les teneurs exprimées en p.p.m sont les suivantes :

	1	2	3	4	5	6
Rb ppm	560	780	980	820	750	360
Ba ppm	680	470	355	155	440	2480
Nb ppm	78	160	250	145	220	150
Zr ppm	53	52	53	84	52	28

— Les biotites analysées, quelle que soit leur origine pétrographique, n'ont pas une composition remarquable : notons seulement qu'elles sont assez riches en Al pour que cet élément occupe une partie des sites octaédriques, ce qui les classe dans la moyenne de composition des biotites de roches métamorphiques (W.A. Deer, R.A. Howie et J. Zussman, 1962, vol. 3, p.62 à 64) et non des roches plutoniques qui sont généralement moins riches en cet élément. Il convient de noter que la biotite du gneiss oeuillé de Héric a une teneur en Al octaédrique plus faible que les autres.

— G. Guitard (1963), à propos des gneiss oeuillés du Canigou, distingue les biotites d'orthogneiss de celles des paragneiss d'après leurs teneurs en Al et Ti. A partir de données bibliographiques, il établit un diagramme où apparaissent deux champs :



○ : biotites des micaschistes mésozonaux ;
● : biotites des granites et granodiorites à biotite ; ▲ : biotites des orthogneiss du Canigou ; ⊙ : biotite 2002.

Fig. in Guitard, 1963

Fig. 8 .- Composition des biotites (▲)
dans la Montagne Noire.

— Divers auteurs (Oki, Engel) ont tenté d'établir des relations entre la composition chimique des biotites et le degré de métamorphisme atteint par les roches qui les contiennent en utilisant les teneurs en certains éléments ou leur rapport : Ti, Mn, Fe/Mg, Fe^3/Fe^2 etc...

La comparaison des analyses de biotite des principaux faciès de la Montagne Noire, ne met pas en évidence de différences notables pour le Ti et le Mn. Le rapport Fe^3/Fe^2 par contre est variable.

	1	2	3	4	5	6
Fe^3/Fe^2	0,20	0,79	0,78	1,18	1,06	0,35

mais il convient d'être très prudent dans sa considération, car la méthode analytique aboutit souvent à une sous-estimation du Fe^{++} , dans les roches ou minéraux dont la teneur absolue en fer est assez élevée.

Les biotites des gneiss oeillés et du gneiss des Gorges d'Héric semblent s'individualiser par une faible teneur en Fe^3 comme déjà elles s'individualisaient par une faible quantité d'Al en position octaédrique.

La diffractométrie X a permis la détermination du rapport Fe/Mg dans les biotites ; celui-ci a été obtenu en comparant les intensités relatives I(004) I(005) avec les rapports théoriques calculés pour λ Cu K α (cf méthodes d'étude dans l'introduction de cet ouvrage, par J. Maisonneuve et J. Mergoildaniel, 1967).

Les rapports d'intensité sont les suivants (les échantillons 7 et 8 correspondent à des biotites extraites d'anatexites leucocrates MN 66 et MN 64) :

	1	2	3	4	5	6	7	8
I(004)	1,14	1,25	1,21	1,0	1,17	0,95	1,39	1,12
I(005)								

L'un correspond aux biotites de granite où se situent les orthogneiss, l'autre caractéristique des biotites de micaschistes mésozonaux correspond aux paragneiss présentant un degré moyen de recristallisation métamorphique. Dans une telle interprétation, les biotites des gneiss oeillés de la Montagne Noire se situent dans le domaine des biotites des micaschistes mésozonaux ; mais on remarque qu'il en est de même pour les biotites d'anatexite leucocrate et du granite largement cristallisé du sommet du Pic de Norre

Les rapports Fe/Fe+Mg déduits ont été alors comparés à ceux obtenus à partir des analyses chimiques :

	X Fe/Fe + Mg		An. chim. Fe/Fe + Mg	X $\frac{\text{Fe} + \text{Mn} + \text{Ti}}{\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Al}}$		An. chim. $\frac{\text{Fe} + \text{Mn} + \text{Ti}}{\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Al}}$
	a	b				
1	0,57	0,63	0,55	0,53	0,50	
2	0,59	0,66	0,60	0,55	0,50	
3	0,59	0,65	0,53	0,55	0,65	
4	0,54	0,59	0,63	0,50	0,59	
5	0,58	0,64	0,56	0,54	0,64	
6	0,52	0,57	0,45	0,49	0,41	

a - Valeur de Fe/Fe+Mg en admettant que Al = 0 dans les sites octaédriques,

b - Valeur de Fe/Fe+Mg en admettant que Al occupe 1/6 des sites octaédriques.

L'accord est bon notamment entre les rapports Fe+Mn+Ti/Fe+Mn+Ti+Mg+Al ce qui est normal, puisqu'en fait à l'intensité des pics (004) et (005) participent les éléments Mn et Ti dont le facteur de diffusion atomique est relativement proche du fer mais n'est pas intervenu dans le calcul théorique de la courbe, et l'élément Al dont le facteur de diffusion atomique est proche de celui du Mg. Pour les biotites 4 et 5, les rapports établis par diffractométrie X sont inférieurs à ceux calculés à partir des analyses chimiques, ce qui n'est pas étonnant car une partie du fer est exsudée dans les clivages de biotite.

Le rapport Fe/Mg est donc généralement proche de 0,5, seule la biotite du gneiss présente un rapport plus faible.

Le rapport Fe/Fe+Mg oscille entre 0,45 et 0,65 et correspond en fait au rapport Fe/Fe+Mg de l'ensemble de la roche, ce qui est normal puisque la biotite est le seul minéral ferro-magnésien dans ces roches.

Echantillons	Biotite Fe/Fe + Mg	Roche totale Fe/Fe + Mg
1	0,55	0,59
3	0,53	0,52
5	0,56	0,48

Cependant, l'étude de ce rapport dans les yeux isolés donne des rapports plus faibles :

	Biotite Fe/Fe + Mg	Roche totale Fe/Fe + Mg	Yeux Fe/Fe + Mg
1	0,55	0,54	0,37 - 0,40 0,22 - 0,26

ce qui confirme la composition plus riche en Mg de la muscovite entourant les inclusions de biotite, composition déjà suggérée par la valeur de l'angle de ses axes optiques.

En effet, la muscovite de cette même roche 1 a été extraite et contient un peu de Fe et Mg, donne un rapport Fe/Fe+Mg égal à 53, la présence de muscovite ne peut donc justifier d'une telle différence.

Dans le cas où la biotite représente le seul minéral ferro-magnésien, le rapport Fe/Mg ne peut donc renseigner sur les conditions du métamorphisme, et ne caractérise en fait que la composition relative en Fe et Mg de la roche initiale, en admettant qu'il n'y ait pas eu de déplacement de matière.

Structure.— Certains auteurs pensent que les biotites appartiennent à des types polymorphes différents selon le degré de métamorphisme. L'étude radio-cristallographique des biotites de la Montagne Noire montre qu'elles sont toutes des polymorphes 1 M (Cm), se rangeant ainsi au côté de la majorité des biotites. Dans cette région, il n'est pas possible d'établir de distinction pétrogénétique sur ce critère.

2 - La muscovite.— Deux muscovites seulement ont été soumises à l'analyse chimique pour les éléments majeurs. Elles ont été extraites de gneiss ocellés l'un de l'Agoût, l'autre du Massif de Norre.

Il s'agit dans les deux cas de muscovite dont l'angle des axes optiques (-30° à -32°) se situe dans les valeurs moyennes trouvées pour la muscovite. Les compositions chimiques sont exprimées ci-dessous en pourcentages poids d'oxydes, et leur formule calculée sur la base de 14 cations, s'établit comme suit :

	1	2
SiO ₂	47,40	45,90
Al ₂ O ₃	31,75	34,35
Fe ₂ O ₃	2,90	1,60
FeO	0,40	0,70
MgO	2,10	1,60
CaO	1,40	1,60
Na ₂ O	0,00	0,60
K ₂ O	7,70	8,30
TiO ₂	1,05	0,85
P ₂ O ₅	0,50	0,30
F	—	—
MnO	nd	tr
H ₂ O ⁺	4,30	4,40
H ₂ O ⁻	0,90	0,00
Somme	100,40	100,20

	1	2
Si	6,32	6,2
Al	1,68	1,8
Al	3,29	3,63
Ti	0,10	0,08
Fe ³	0,28	0,16
Fe ²	0,05	0,08
Mn	—	0,04
Mg	0,41	0,32
Ca	0,20	0,09
Ba	—	—
Na	—	0,16
K	1,31	1,43
OH	3,80	3,92

- 1 - Muscovite - gneiss oeilé, entrée des Gorges d'Héric (MN 6)
- 2 - Muscovite - gneiss oeilé, D.54, vallée de l'Arnette, près Roquerlan (MN 32)

La muscovite de l'embranchement d'Héric est relativement pauvre en Al, caractère déjà trouvé pour la biotite de la même roche, et elle est dépourvue de Na ; celle de l'embranchement de Norre contient 8 % de paragonite dans sa molécule et si on se réfère à la courbe établie par Lambert (1959) pour les muscovites de degrés métamorphiques variés, cette teneur correspondrait à une température d'équilibre d'environ 400°, ce qui n'est pas incohérent avec la paragenèse de la roche.

Malgré ces différences chimiques, la structure des deux muscovites est identique, soit 2 M (C/2c) ; il s'agit de la structure la plus classique pour ce minéral sauf dans le cas de roches faiblement métamorphiques où peuvent apparaître les structures 1 M et 1 Md.

L'étude comparée des éléments majeurs des micas et de leur structure ne permet pas d'établir de différences fondamentales entre les faciès étudiés. Toutes les biotites ont une composition de biotite de roches métamorphiques (relative abondance en Al) ; on observe aucune variation portant sur les éléments chimiques considérés comme discriminants à propos du degré métamorphique.

Les biotites des gneiss oeilés de l'Agoût manifestent une tendance à l'originalité par rapport à celle des autres faciès en renfermant moins de Al et Fe³, tendance qui se retrouve également dans la muscovite.

B - MISE EN EVIDENCE DE TROIS TYPES DE FELDSPATHS POTASSIQUES

1 - Mise en évidence et répartition.- Le pourcentage de triclinisme et l'angle des axes optiques permettent d'établir cette distinction.

Les pourcentages de triclinisme calculés à partir de diffractogrammes X (cf. introduction générale) ont été reportés sur un diagramme de fréquence (fig. 9), où figurent également la nature pétrographique des roches et leur localisation.

On peut en conclure :

— chaque unité pétrographique et géographique renferme des feldspaths de triclinisme caractéristique :

- les feldspaths des yeux des gneiss oeilés de l'Agoût sont monocliniques (type m),
- ceux de Norre sont tricliniques (type T),
- et ceux des anatexites de l'Agoût sont des microclines intermédiaires à pourcentage de triclinisme faible (type t) ;

— il n'existe pas de forme de triclinisme intermédiaire entre les feldspaths des gneiss de l'Agoût et ceux des gneiss de Norre ;

— l'absence d'un gradient d'évolution du pourcentage de triclinisme entre les 3 formations ci-dessus, conduit à supposer l'existence d'au moins deux stades ou événements pétrogénétiques.

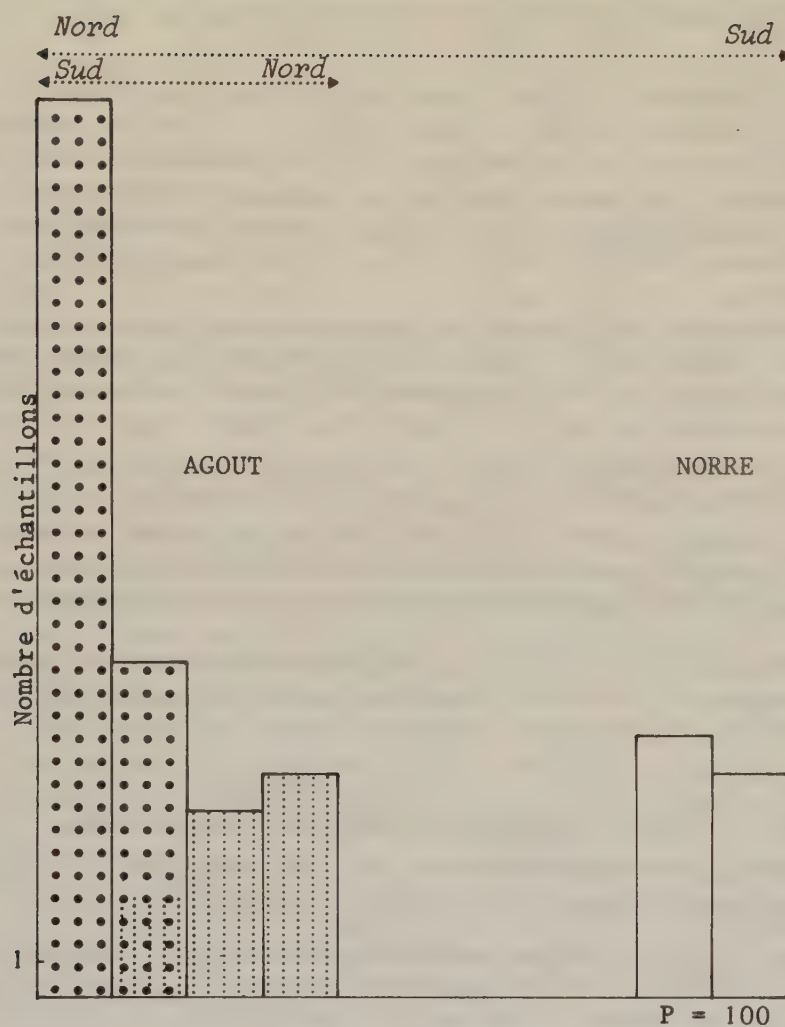


Fig. 9.- Triclinisme des feldspaths potassiques des formations de Norre et de l'Agoût (gneiss oeilés • • et anateixites : : :).

Les mesures des angles d'axes réalisées par conoscopie se répartissent selon deux groupes de fréquence (fig.10) et :

- de -45° à -70° (gneiss oeilés de l'Agoût et anateixites),
- de -75° à -90° (gneiss oeilés de Norre).

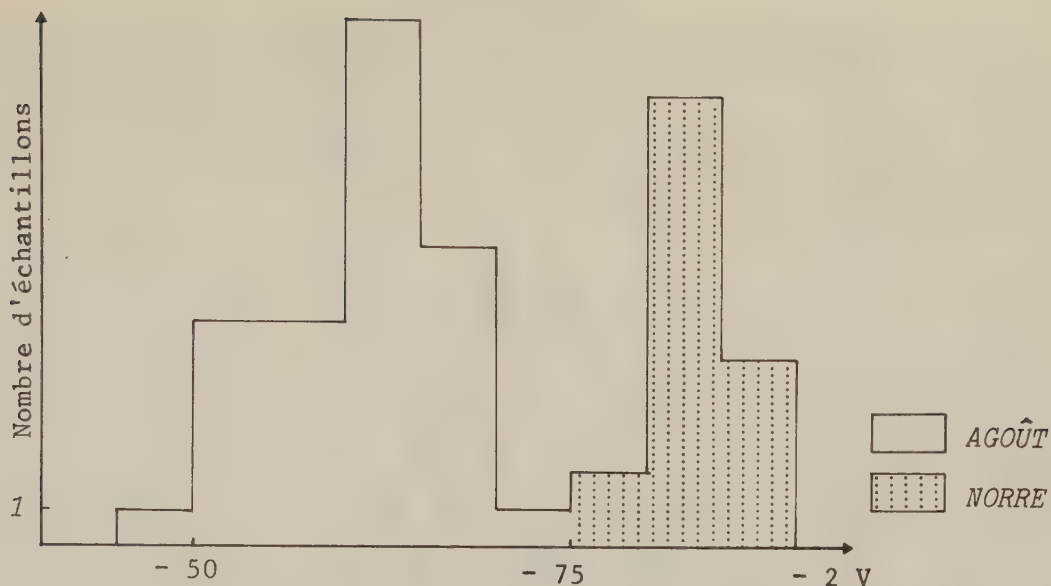


Fig.10.- Angle des axes optiques des feldspaths potassiques.

Le premier en fait est composite : des mesures réalisées en de nombreux points au sein d'un oeil feldspathique (gneiss de l'Agoût) donnent en effet des valeurs régulièrement comprises entre -50° et -54° alors que les angles d'axes trouvés pour les feldspaths des anatexites leucocrates ont des valeurs variées dont la moyenne se situe autour de -65° .

La relation entre l'angle des axes optiques $-2V$ et le pourcentage de triclinisme P (fig.11) illustre clairement l'existence des trois types de feldspaths.

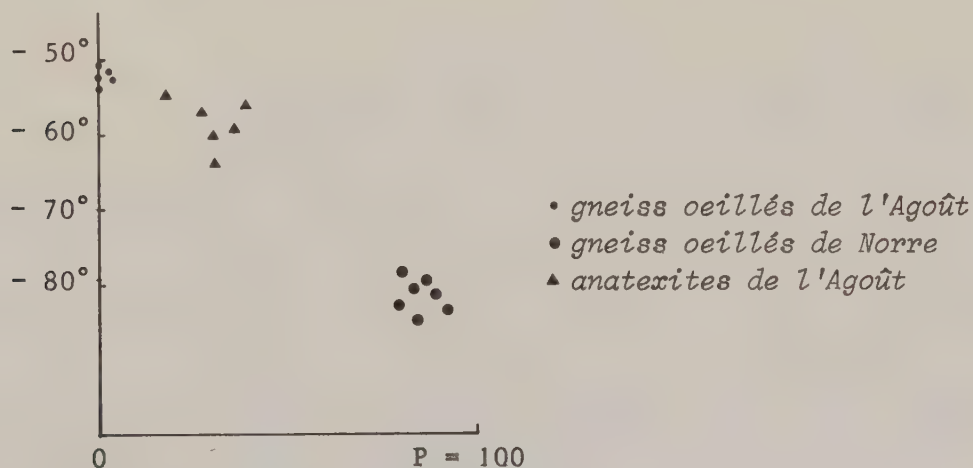
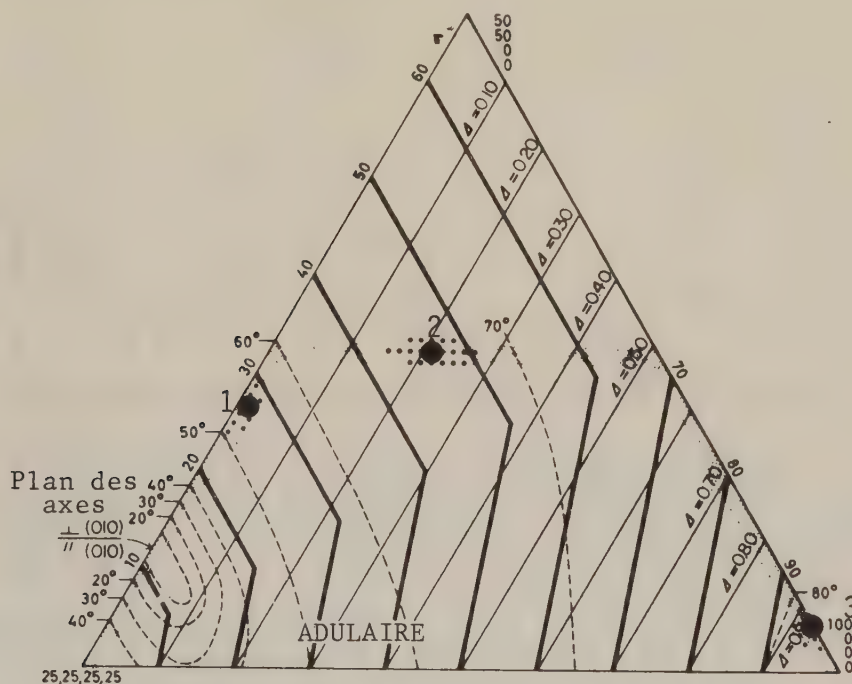


Fig.11.- Relation entre $-2V$ et P dans les feldspaths potassiques.

2 - Etat structural des différents feldspaths.- L'état structural d'un feldspath, c'est-à-dire la répartition de l'aluminium dans sa structure, peut se déduire de la place qu'il occupe dans les deux diagrammes ci-dessous (extraits de T.F.W. Barth, 1969, p. 111 et p. 113, fig.12 et fig.13).

Nos résultats concernant les feldspaths potassiques de la Montagne Noire se projettent selon trois champs 1, 2 et 3.

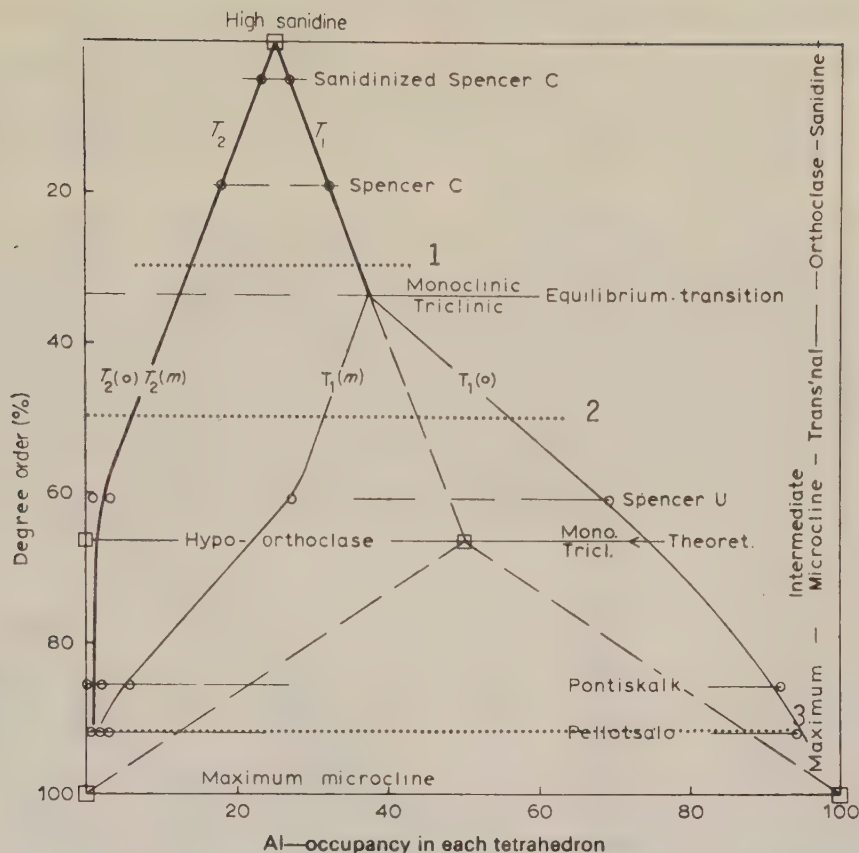


- Triclinicité (Δ).
- Ordre à grande distance.
- Angle des axes optiques ($-2V$).
- Emplacement des phases stables de feldspaths potassiques : le bord gauche correspond au champ de la sanidine et de l'orthose ; la zone traversant le triangle et le bord droit représentent le champ des microclines intermédiaires à maximum.

Caractéristiques des différents types structuraux de feldspaths potassiques (d'après T.F.W. Barth).

Fig.12.- Principaux types structuraux de feldspaths potassiques dans la Montagne Noire.

- 1 - Feldspath potassique des gneiss ocellés de l'Agoût
- 2 - Feldspath potassique des anateixites de l'Agoût
- 3 - Feldspath potassique des gneiss ocellés de Norre.



Représentation graphique de la variation de répartition d'Al dans chaque groupe de quatre tétraèdres au cours de la transformation diffusive sanidine → orthoclase → microcline (d'après T.F.W.Barth, 1969).

Fig. 13.- Répartition de l'Al dans les feldspaths potassiques de la Montagne Noire (les chiffres ont la même signification que dans la figure précédente).

De leur position respective, on peut conclure qu'ils appartiennent tous au domaine de phases stables et sont de trois types.

- *type 1* : ces feldspaths appartiennent typiquement au domaine de l'orthose : le pourcentage d'ordre est d'environ 30 %, et l'Al est présent dans tous les tétraèdres. Ce sont les feldspaths potassiques des yeux de l'Agoût.

- *type 2* : les feldspaths tendent vers le domaine de l'hypo-orthoclase ; le pourcentage d'ordre varie de 50 à 60 ; il y a de l'Al seulement dans deux tétraèdres sur quatre. Ce sont les feldspaths potassiques des anatexites leucocrates de l'Agoût.

- *type 3* : les feldspaths appartiennent au domaine du microcline maximum avec un pourcentage d'ordre d'environ 90 à 100 ; il y a de l'Al dans un seul tétraèdre. Ce sont les feldspaths potassiques des yeux des gneiss oeillés de Norre.

C - LES FELDSPATHS POTASSIQUES DES GNEISS OEILLES DE L'AGOUT ET DE NORRE

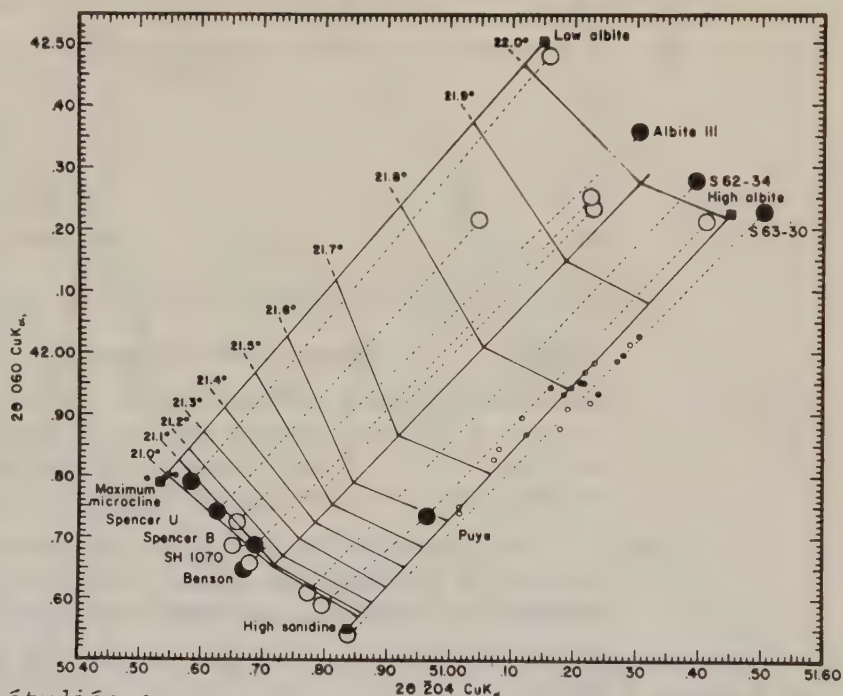
L'existence de deux types structuraux différents de feldspaths potassiques (type 1-orthose et type 3-microcline) dans un même faciès pétrographique (gneiss ocellé) d'une même région (Montagne Noire) nous a conduit à approfondir la comparaison entre les feldspaths des gneiss ocellés de l'Agoût et de Norre.

La composition a été recherchée, par voie analytique classique pour les alcalins, et par fluorescence X pour les éléments Rb - Sr - Ba et Ca.

La diffractométrie X a été utilisée pour déterminer la composition en molécules d'orthose du feldspath, d'après la position de la raie $20\bar{1}$ (P.M. Orville, 1967) ; la relation structure - composition a été étudiée en comparant la position des raies $20\bar{1}$, 060 et 204 avec les références proposées par T.L. Wright (1968). Le diagramme ci-dessous, extrait de T.L. Wright (1968, p. 92) permet non seulement de définir la composition du feldspath, mais encore son état structural, et son caractère normal ou anormal.

Variation de la position de 2θ ($\text{CuK}\alpha_1$) (060), (204) et ($20\bar{1}$) en fonction de l'état structural et de la composition des feldspaths alcalins (in T.L. Wright, Amer. Miner. 1968, p.92, fig. 3).

- Les traits continus transversaux $21^\circ, 0$, $21^\circ, 1$ etc... indiquent la valeur de $20\bar{1}$ à travers les trois séries ;
- les lignes pointillées joignent les feldspaths d'état structural équivalent.



La structure a été étudiée :

- par voie optique (moirage, angles d'axes) ;
- par diffractométrie X (zone 131, caractéristique de maille d'après méthode des trois pics T.L. Wright - 1968 - et étude sur monocristaux oscillants - cf introduction - méthodes d'études) ;
- par microscopie électronique.

1 - Eléments de comparaison.- Pour plus de clarté, les résultats ont été résumés sous forme de tableaux. Chaque tableau concerne un problème et les résultats sont classés en fonction de l'échelle d'investigation :

- investigation statistique : méthode chimique, fluorescence X, méthode des poudres (diffractométrie X) ;
- investigation localisée : microscopie électronique, microscopie optique, monocristal (rayons X).

FELDSPATHS POTASSIQUES DES YEUX DES GNEISS DE L'AGOUT
SYMETRIE - MACLES

Méthodes d'investigation	Observations et résultats	Interprétation directe
Diffraction X, m. des poudres - pourcentage de triclinisme, zone 131 - m. de T.L.Wright (raies $20\bar{1}$ 060 et 204) détermination par 3 mesures avec F_2Ca comme étalon interne	raie 131 simple, $P = 0$ pour $CuK\alpha_1$, raie $20\bar{1}$ raie 060 raie 204 $21,03^\circ 2\theta$ $41,74^\circ 2\theta$ $50,73^\circ 2\theta$	structure désordonnée à grande échelle. - série orthose ou intermédiaire - maille anormale.
Monocristal oscillant autour de $[010]$, X II clivage (001) dans milieu d'une oscillation de 15° (cf J.V.Smith et W.S.Mackenzie)	- point simple d'intensité similaire pour (hk1) et ($h\bar{k}1$), notamment $(71\bar{7})$ et $(7\bar{1}7)$, $(82\bar{7})$ et $(8\bar{2}7)$ - pas d'association en macles - effet mosaïque	structure désordonnée.
Microscopie électronique par transmission	minimoirage échelle 100 Å	3 possibilités d'interprétation : - structure intermédiaire entre orthose et microcline, ou macles dont la disposition indique une inversion à partir d'une forme monoclinique, ou distorsion du réseau.
Microscopie optique	- pas de macle	domaine de structure homogène $\rightarrow$ soit désordre ou ordre à grande échelle ; cette dernière possibilité est écartée par triclinisme ($P=0$), positions $20\bar{1}$, 060, $20\bar{4}$, et caractères des monocristaux.
	- angle d'axes petit ($-2V = 50$ à 54°) pour une composition chimique constante	$\rightarrow$ désordre à petite échelle.
Conclusion : - A toutes les échelles d'investigation, la structure est de type désordonné ; - Le feldspath potassique est monoclinique ; - Maille "anormale" (selon terminologie P.L. Wright).		

FELDSPATHS POTASSIQUES DES GNEISS OEILLES DE L'AGOUT
COMPOSITION

Méthodes d'investigation	Observations et résultats	Interprétation directe
Analyse chimique	Or75 à Or80	Composition globale
Analyse par diffractométrie X		
- position raie $\bar{2}01$:		
→ avant homogénéisation	Or93	Composition de la phase potassique
→ après homogénéisation	Or83	Homogénéisation donc perthite d'exsolution composition de la phase homogénéisée
- méthode de T.L. Wright	$\bar{2}0\bar{1}$ 060 $\bar{2}04$ $21,03^\circ 2\theta$ $41,74^\circ 2\theta$ $50,73^\circ \theta$ calcul du volume de la maille $V = 720 \text{ \AA}^3$ feldspath chauffé $\bar{2}0\bar{1}$ 060 $\bar{2}04$ $21,104^\circ 2\theta$ $41,671^\circ 2\theta$ $50,745^\circ 2\theta$ $VA_3 = 717$	Composition de la phase potassique Homogénéisation donc perthite d'exsolution composition de la phase homogénéisée maille anormale ; la composition obtenue à partir de $\bar{2}0\bar{1}$ du feldspath non chauffé est discutable. composition Or82 composition Or79
Microscopie optique		
- angle d'axes	constant au sein d'un même oeil et entre différents yeux	composition homogène (en admettant un état structural constant ce qui est le cas)
- observation	- perthite - inclusions (biotite) plagioclases	
Monocrystal oscillant	peu de phases plagioclasiques en association perthitique (n'apparaît qu'au bout de nombreuses heures de pause)	peu de perthite ou taille de l'élément plagioclasi que de la perthite supérieure à l'échelle d'investigation.

Conclusion :

- Composition constante dans l'ensemble de la formation ;
- Composition globale avant exsolution $\approx$ Or75 à Or83 ;
- Problème : maille anormale.

FELDSPATHS POTASSIQUES DES GNEISS OÉILLES DE NORRE
SYMETRIE - MACLES

Méthodes d'investigation	Observations et résultats	Interprétation directe
Diffractionométrie X, m. des poudres - pourcentage de triclinisme, zone (131) - méthode de T.L. Wright détermination par 3 mesures avec F_2Ca comme étalon interne Monocrystal oscillant autour de [010], X II clivage (001) dans milieu d'une oscillation 15° (cf J.V.Smith et W.S.Mackensie)	raies 131 - $\bar{1}\bar{3}1$ (type T) $P \approx 90$ pour $CuK\alpha_1$ raie 201 raie 060 raie $\bar{2}04$ $21,03^\circ 2\theta$ $41,82^\circ 2\theta$ $50,57^\circ 2\theta$ - points simples - extinction (hkl) et ($h\bar{k}l$) asymétriques pour $7\bar{1}\bar{7}$ et $7\bar{1}\bar{7}$ et $8\bar{2}\bar{7}$ et $8\bar{2}\bar{7}$ - effet mosaïque	structure ordonnée à grande échelle une seule sorte de symétrie - structure ordonnée $\rightarrow$ série microcline - maille normale un seul type de feldspath triclinique, ordonné à petite échelle.
Microscopie optique	- moirage - grand angle d'axes ($-2V = 80$ à 84°), pour une composition constante	inversion à partir d'une forme monoclinique ordre à petite échelle.

Conclusion : - Structure ordonnée à toutes les échelles ;
 - Le feldspath est triclinique, et cet état résulte d'une inversion à partir d'une forme monoclinique ;
 - Maille normale (selon terminologie T.L. Wright).

FELDSPATHS POTASSIQUES DES GNEISS OEILLÉS DE NORRE
COMPOSITION

Méthodes d'investigation	Observations et résultats	Interprétation directe
Analyse chimique	Or75 à Or80	Même remarque que pour Agoût
Analyse diffractométrie X		
- position pic $\bar{2}01$, avant homogénéisation après homogénéisation	Or92 Or80	Composition phase potassique Composition du feldspath avant exsolution
- méthode de T.L. Wright	Maille normale	Composition obtenue avant homogénéisation correcte → Or93.
Microscopie optique		
- angle d'axes	constant au sein d'un même oeil et entre différents yeux	Composition homogène si état structural constant (ce qui semble être le cas)
- observation	- perthite - inclusions (biotite) plagioclases	
Monocrystal oscillant	peu de phases plagioclasi- ques en association perthitique	Peu de perthite
Conclusion :		
- Composition constante dans l'ensemble de la formation		
- Composition globale avant exsolution ≈ Or80		
- Composition phase potassique Or93		
Comparaison composition et perthite entre gneiss oeillés de Norre et de l'Agoût :		
- Identité totale sauf maille anormale dans l'Agoût et maille normale dans Norre.		

Ces analyses comparées montrent que :

— la composition des feldspaths potassiques est constante au sein des deux formations oeillées :

- la phase potassique a une composition Or₉₃,
- alors que la composition globale avant exsolution est de l'ordre de Or₇₅ à Or₈₀.

[Remarquons que l'homogénéisation d'un oeil feldspathique pris en totalité (feldspath + inclusions diverses) a donné aussi une composition Or₇₅, donc composition du même ordre que celle obtenue par homogénéisation d'une phase potassique triée par densité ; l'enrichissement en phase potassique lié au triage par densité est donc très faible, et la fraction ainsi extraite peut être considérée comme représentative du feldspath alcalin pour l'ensemble des résultats et notamment ceux concernant les oligoéléments].

— l'état structural des feldspaths potassiques est différent dans les gneiss oeillés de l'Agoût et de Norre, à toutes les échelles d'investigation :

- la structure est de type désordonné (feldspath monoclinique dans l'Agoût
- la structure est ordonnée (feldspath triclinique) dans Norre, et la forme triclinique des feldspaths de Norre dérive par inversion structurale de la forme monoclinique de l'Agoût. La signification pétrogénétique de cette relation est très importante.

2 - Conditions thermodynamiques relatives et absolues de cristallisation des gneiss oeillés de l'Agoût et de Norre.- La considération des caractères chimiques et structuraux permet de préciser un certain nombre de points :

— la distinction du caractère normal des feldspaths tricliniques de Norre de celui "anormal" des feldspaths monocliniques de l'Agoût (cf. les tableaux précédents) est très intéressante sur le plan pétrogénétique. J.V. Smith (1961) en signalant ce phénomène, propose en effet l'explication suivante :

- les feldspaths "anormaux" sont des feldspaths perthitiques dans lesquels le réseau de la phase plagioclasique n'est pas dissocié du réseau de la phase potassique, ce qui provoque des déformations selon certaines directions et donc l'anomalie ;
- la rupture entre les deux types de réseau se réalise très facilement, et le feldspath devient normal lors de l'ordonnement que représente l'inversion.

On peut donc très facilement expliquer nos résultats sur les gneiss oeillés de la Montagne Noire :

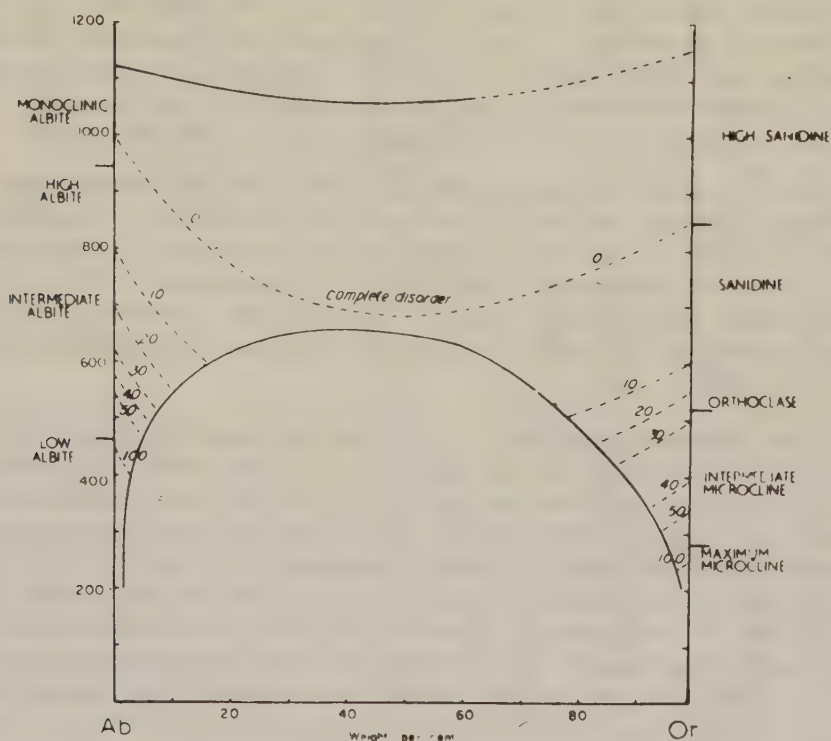
- les feldspaths monocliniques renferment une phase plagioclasique non totalement dissociée sur le plan structural (Agoût) ;
- les feldspaths tricliniques renferment une phase plagioclasique rendue indépendante lors de l'inversion (Norre).

Cette interprétation est très importante sur le plan génétique car elle supporte les idées suivantes :

- une origine commune pour les deux types de feldspaths puisque la forme de Norre se déduit de celle de l'Agoût ;
- l'existence de la phase plagioclasique de la perthite avant l'inversion structurale.

Après cristallisation de la phase feldspath alcalin, la courbe de solvus a donc été rencontrée alors que le feldspath était monoclinique. La composition trouvée pour le feldspath homogénéisé (Or₇₅ à Or₈₀) confirme ce raisonne-

ment et correspond en fait au pôle le plus riche en K des feldspaths s'accordant avec cette proposition (rencontre du solvus alors que le feldspath est monoclinique), comme le montre la figure ci-dessous (extraite de W.S. Mackensie et J.V. Smith, 1961, p.60); cette composition minimale est parfaitement cohérente avec la température d'inversion monoclinique à triclinique située généralement vers 550°. Corrélativement, la forme triclinique de même composition ne peut dériver que d'une inversion structurale.



Des tableaux précédents et de la remarque sur la maille normale ou anormale des feldspaths, il ressort que :

- les feldspaths des gneiss de Norre sont identiques à ceux des gneiss de l'Agoût : ils ont seulement subi une évolution différente ou complémentaire qui les a transformés en microcline.

Une évolution en sens inverse (triclinique → monoclinique) est fort peu probable, compte tenu de l'absence d'états structuraux intermédiaires, et de l'état rigoureusement monoclinique observé dans les gneiss de l'Agoût (cf. conclusions générales).

- la forme monoclinique présente encore dans la zone de l'Agoût, a cristallisé dans les conditions normales d'équilibre de l'orthose.

Ceci est important, car si l'inversion à partir d'une forme monoclinique ne fait aucun doute dans les gneiss de Norre avec la présence de l'association des macles polysynthétiques albite-péricline, il n'était pas pour autant obligatoire que la forme initiale monoclinique ait cristallisé dans les conditions normales de stabilité de l'orthose (il aurait pu y avoir cristallisation métastable de feldspath monoclinique).

— L'effet mosaïque, observé sur les clichés de monocristaux, se traduit par des réflexions additionnelles associées aux réflexions normales sans qu'il soit possible de les attribuer à une association de macles quelconques :

- cet effet est observé aussi bien dans les cristaux monocliniques que tricliniques et ne paraît donc pas lié à l'état structural du feldspath ;

- ces points ne peuvent être interprétés comme appartenant à d'autres phases de symétrie différente : ils apparaissent dans les feldspaths monocliniques et tricliniques, et des phases de symétrie intermédiaire ne sont pas décelées par l'étude statistique de la zone (131) ;

- l'explication la plus probable à nos yeux est que ces points accessoires résultent de réflexions imparfaites sur une mosaïque de blocs légèrement décalés les uns par rapport aux autres. Une telle structure mosaïque rapproche une fois de plus les feldspaths des gneiss de Norre et de l'Agoût, et pourrait témoigner de conditions particulières de cristallisation.

— Le rapport de Barth (rapport du pourcentage d'Ab dans le feldspath alcalin au pourcentage d'Ab dans le plagioclase coexistant) considéré du fait que la distribution du Na entre les deux phases peut être sous la dépendance de la température, a été calculé pour les gneiss oeillés. La signification de ce rapport a été discutée notamment par H.G.F. Winkler qui démontre l'influence de la teneur en Na_2O et autres facteurs sur celui-ci. Récemment, les travaux de J.T. Iyama (1966) montrent que cette courbe est significative dans certaines conditions :

- dans les gneiss oeillés de l'Agoût où le plagioclase est de l'oligoclase $k \approx 0,4$, ce qui conduit à une température de l'ordre de 650° ;

- dans les gneiss oeillés de Norre, le plagioclase est de l'albite, $k \approx 0,2$, ce qui correspond à une température de l'ordre de 475° .

Sans attacher d'importance particulière aux valeurs numériques, on peut remarquer néanmoins que le feldspath monoclinique correspond à la roche où le coefficient k est le plus élevé, et que la température théorique d'inversion entre structure monoclinique et structure triclinique, se situe entre les deux températures estimées, ce qui est parfaitement cohérent avec nos résultats sur la symétrie des feldspaths (feldspaths monocliniques là où $k \approx 0,4$ et feldspath triclinique là où $k \approx 0,2$).

3 - Evolution différentielle des gneiss oeillés de Norre et de l'Agoût.- Le rapport de Barth précédemment trouvé pour les gneiss oeillés de Norre concerne la relation feldspath potassique - plagioclase de la roche totale. Mais les feldspaths potassiques de Norre admettent des inclusions d'oligoclase et la distribution du sodium entre le feldspath alcalin et les inclusions est alors équivalente à celle trouvée dans le Massif de l'Agoût. Ce fait suggère pour le moins deux étapes dans l'élaboration des gneiss de la zone de Norre, et une histoire complexe, dont le premier des stades est probablement le même que pour les gneiss oeillés de l'Agoût.

Rappelons que cette évolution différentielle a déjà été mise en évidence par l'étude de l'état structural des feldspaths potassiques, où il apparaît clairement que la forme triclinique des feldspaths de Norre dérive par inversion de la forme monoclinique observée dans l'Agoût.

4 - Problème de l'origine du feldspath potassique.- La composition chimique des feldspaths est constante dans l'ensemble de la Montagne Noire. Il n'existe aucune zonation chimique ou structurale dans les feldspaths des gneiss oeillés de l'Agoût. Une telle constance de caractères ne milite pas en faveur d'une origine métasomatique, quand on considère la masse importante concernée (environ 30 km d'O en E et 3 km du N au S)..

La composition moyenne des feldspaths homogénéisés laisse à penser que ceux-ci ne représentent pas des feldspaths de projections acides, comme cela a été envisagé dans certaines régions (Espagne, etc...) ; en effet, les sanidines ont classiquement une composition $Or < 75$, et les anorthoclases ne contiennent pas en théorie au-delà de 31 % d'Or. La composition obtenue Or_{75} à Or_{80} correspond à la composition classique des mégacristsaux de feldspaths potassiques dans les granites .

Ces données sur l'origine des feldspaths appuient et complètent les conclusions déjà proposées lors de l'étude pétrographique et chimique des gneiss oeillés, (p. 47 et 48) et seront précisées à propos des conclusions à l'étude des oligoéléments (p. 96).

VII - LES OLIGOELEMENTS

Les oligoéléments ont été dosés par fluorescence X, selon la méthode rappelée au début de ce travail. L'analyse a porté sur les feldspaths et quelquefois sur les minéraux coexistants. Nous nous sommes attachés dans ce travail à l'interprétation pétrogénétique que l'on peut en tirer.

A - OLIGOELEMENTS DES FELDSPATHS POTASSIQUES

L'analyse a porté sur les grands feldspaths de gneiss oeillés, isolés du reste de la roche et triés par densité pour éliminer les inclusions, ou sur des feldspaths extraits de roche totale comme cela fut le cas pour les anatexites du coeur du Massif de l'Agoût.

Outre l'intérêt local de ces résultats, l'analyse de ceux-ci dans un cadre pétrographique précis conduit à l'établissement de points intéressant le domaine plus général de la géochimie minéralogique.

1 - Caractéristiques des feldspaths des principaux faciès.- La teneur en oligoéléments des feldspaths est un important élément d'information.

— Distinction entre gneiss oeillés et anatexites : Le feldspath constituant les yeux des gneiss de l'Agoût renferme autant de Sr que de Rb et beaucoup de Ba (tableau A), alors que le feldspath des anatexites est pauvre en Sr et Ba (tableau B).

Cette distinction entre les deux types de feldspaths est constante pour l'ensemble de l'Agoût, comme le montrent les deux tableaux ci-après, ainsi que la fig. 14.

Réf. échant.	Rb	Sr	Ba
MN 6	295	300	4840
MN 8a	258	280	5105
MN 8	282	332	6360
MN 9	258	278	3800
MN 11	258	300	5060
MN 12	301	360	6270
MN 13	298	320	5820
MN 15	260	297	6135
MN 19	265	292	5090
MN 20	322	348	6990
MN 21	292	362	8070
MN 22	347	360	5645
MN 23	278	365	7325

Tableau A
Oligoéléments des feldspaths
potassiques des gneiss oeillés
de l'Agoût.

Réf. échant.	Rb	Sr	Ba
MN 36	940	89	580
MN 39	465	157	1545
MN 40	530	157	1380
MN 41 (1)	410	167	1110
MN 41 (2)	395	170	1175
MN 42	500	58	630
MN 58	380	103	800
MN 64	390	218	2100
MN 66	460	44	316
MN 71 (2)	430	72	1050
MN 71 (3)	458	24	580

Tableau B
Oligoéléments des feldspaths
potassiques des anatexites leucocrates
et roches associées de l'Agoût.

Cette différence est très importante car elle apporte un élément de plus à la distinction que nous avons établie entre gneiss oeillés et anatexites (cf. les feldspaths).

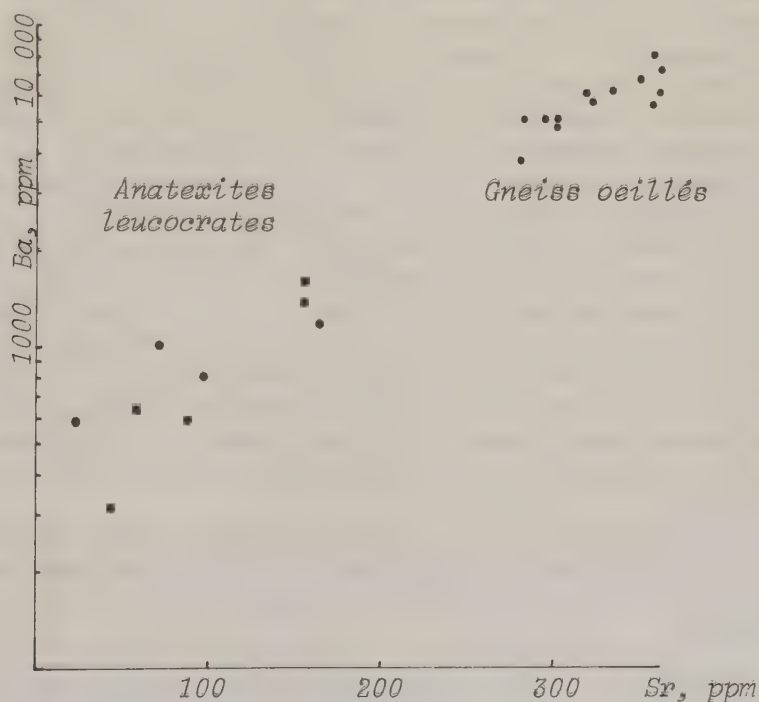


Fig.14.- Oligoéléments des feldspaths potassiques
dans les gneiss oeillés et les anatexites
leucocrates (Agoût).

— Comparaison des gneiss oeillés de Norre et de l'Agoût : L'analogie de gisement et de faciès des gneiss oeillés affleurant le long de la route Lacabarède - Salles (Massif de Norre) avec les gneiss d'Héric, trouve une bonne confirmation dans la similitude des caractères oligoélémentaires de leur feldspath potassique, similitude d'autant plus intéressante que les caractères cristallographiques, eux, sont différents. C'est ainsi que le feldspath du gneiss MN 84 renferme :

Rb, ppm	Sr, ppm	Ba, ppm
250	315	7000

et, donc se classe parmi les compositions de feldspath présentées dans le tableau A.

Dans les gneiss oeillés de Miraval situés plus au Sud dans le Massif de Norre, nous avons procédé à l'étude séparée de deux phases feldspathiques : en effet, les mégacristaux sont assez rares et de contours bien définis. Il était donc assez facile de les séparer mécaniquement et par ailleurs, d'extraire le feldspath potassique contenu dans la masse de la roche d'allure leptynique. Les résultats obtenus sont les suivants :

	Rb, ppm	Sr, ppm	Ba, ppm
feldspath potassique du mégacristal	403	230	4750
feldspath potassique sans mégacristaux	540	100	1475

Il ne faut pas en conclure que systématiquement il existe une différence entre les mégacristaux et les feldspaths potassiques de l'ensemble d'une roche, mais dans le cas précis ci-dessus, cette recherche avait été orientée par la différence de symétrie observée entre les deux types de feldspaths : celui de la roche totale sans mégacristaux étant du microcline (T), celui des mégacristaux présentant un mélange de feldspaths de triclinisme varié (T+t) avec toutefois nette dominance de l'état triclinique. La différence observée tant du point de vue symétrie qu'oligoéléments, laisse à penser qu'il peut s'agir de feldspaths de genèse différente, le mégacristal se comportant à la manière d'un élément étranger plus ou moins déséquilibré par rapport au milieu qui le contient ; c'est ce que laissent apparaître les résultats sur la symétrie : la présence de feldspaths à indices variés dans une roche où le minéral-facies indique que le microcline est en équilibre, ce qui est réalisé, en fait, dans la masse de la roche, tend à prouver que ce feldspath avait initialement une symétrie monoclinique ou faiblement triclinique, et que porté dans d'autres conditions thermodynamiques, il a subi une inversion qui, dans ce cas, n'est pas tout à fait totale. L'originalité géochimique est donc un argument complétant ce raisonnement, et la considération des oligoéléments des minéraux coexistants confirme également ce déséquilibre au sein de la roche.

Sur le plan géochimique, il y a donc identité entre les yeux des gneiss oeillés de Norre et de l'Agoût, mais pour la partie Sud des gneiss de Norre, il n'est pas sûr que la matrice des yeux soit équivalente de celle des gneiss oeillés de l'Agoût.

— Analogie entre gneiss de Plaisance, du Sorézois et le granite du Mendic : Il existe une analogie frappante entre les caractères géochimiques des feldspaths potassiques du granite du Mendic, de l'embranchement de Plaisance et celle des Cammazes.

Feldspath potassique	Rb, ppm	Sr, ppm	Ba, ppm
Embréchite de Plaisance (MN 37)	510	43	1080
Embréchite des Cammazes (MN 89)	485	64	1100
Granite du Mendic (MN 100)	400	55	1575

Les feldspaths ont en commun de renfermer très peu de Sr et Ba, ce qui, dans la région considérée, est une originalité pour des mégacristsaux. Cette liaison géochimique est assez frappante quand on se réfère à l'étude pétrographique, chimique, et aux analogies d'aspect de ces 3 roches ; à des degrés divers, elles apparaissent tectonisées, présentent une teinte rose caractéristique et une allure générale d'orthogneiss qui les différencient nettement des autres roches ocellées ou riches en feldspath, étudiées dans cette région. Leur composition chimique globale et la symétrie de leurs feldspaths (triclinique maximum ou intermédiaire) en équilibre avec les paragenèses métamorphiques encaissantes appuient l'idée qu'il s'agit là de roches éruptives acides soumises à un métamorphisme postérieurement à leur mise en place. Rappelons que le granite du Mendic (Y. Vialette, 1963) a donné un âge de 564 M.A. pour la roche totale, en utilisant toutefois un rapport Sr 87/Sr 86 initial normal, c'est-à-dire égal à 0,712.

2 - Relations géochimiques interéléments.- Il existe une forte corrélation positive (+ 0,75) entre Sr et Ba dans les feldspaths potassiques (fig.15).



Fig. 15.- Corrélation positive entre Sr et Ba dans les feldspaths potassiques de la Montagne Noire.

L'absence de corrélation entre K et Rb dans les feldspaths potassiques est illustrée ci-dessous (fig. 16).

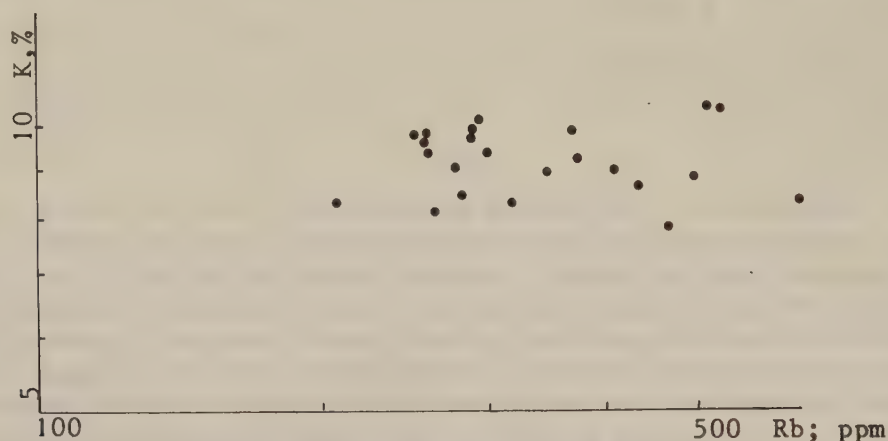


Fig.16.- Absence de corrélation entre Rb et K dans les feldspaths potassiques.

Ces relations géochimiques seront envisagées sous un angle plus général dans la deuxième partie de ce travail.

3 - Relation entre état structural et oligoéléments.- Lors de la comparaison entre gneiss oeillés de l'Agoût et de Norre, nous avons vu précédemment que les yeux feldspathiques des deux ensembles renfermaient des oligo-éléments en teneurs équivalentes. Nous savons également (cf. chapitre feldspaths) que les feldspaths sont monocliniques dans l'Agoût et tricliniques dans la zone de Norre.

Il n'apparaît donc pas de liaison directe entre l'état structural d'un feldspath et son contenu en éléments traces. Un autre élément intéressant ce point est fourni par l'analyse comparée des échantillons MN 76 (1) - MN 76 (2). Ces deux feldspaths ont été prélevés au même endroit. Le premier se présentant sous forme d'un oeil monocristallin ou apparaissait très nettement la macle de Carlsbad. L'autre avait la forme générale d'un oeil mais constituant en fait un ensemble feldspathique polycristallin, où subsistaient par endroits, des plages plus développées semblant appartenir au cristal initial unique. Les résultats sont les suivants :

	Rb, ppm	Sr, ppm	Ba, ppm
MN 76 (1)	288	250	3850
MN 76 (2)	305	265	4000

L'identité des résultats montre d'une manière très claire que la recristallisation s'est réalisée sans mouvement particulier d'oligoéléments. Ce point est très important et intervient également dans le problème de la pérennité des caractères géochimiques que nous envisagerons plus loin.

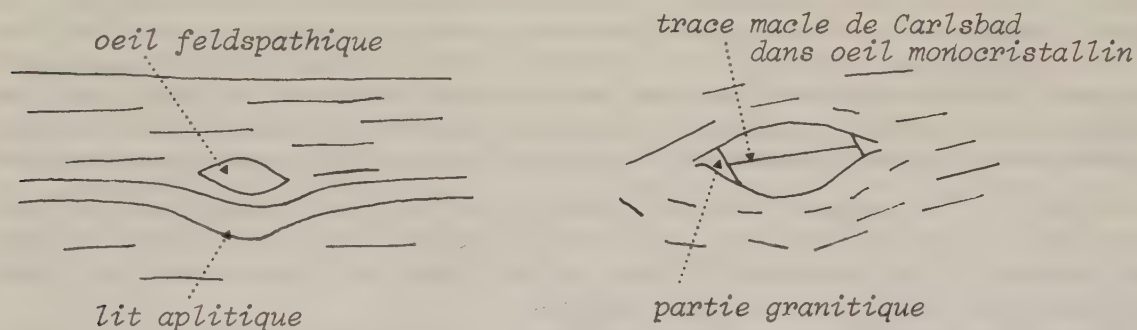
4 - Coexistence de feldspaths potassiques à caractéristiques oligoélémentaires différentes.- Cette coexistence a déjà été mise en évidence lors de la comparaison des gneiss de l'Agoût et de Norre ; en effet les gneiss oeillés de Miraval renferment des feldspaths potassiques de caractéristiques oligo-élémentaires différentes selon qu'il s'agit des mégacristaux ou des feldspaths issus du reste de la roche.

Un autre exemple nous est fourni par des feldspaths provenant de la zone de contact entre gneiss oeillés et le granite des Martys ou ses apophyses. Elle est bien visible au lieu-dit "Point de vue sur l'Arnette" ou dans la vallée de l'Arnette. On peut, en ces points, observer des mégacristsaux feldspathiques isolés au sein du granite des Martys qui lui, en est dépourvu.

Un de ces mégacristsaux ainsi isolés (MN 35-2) présente les teneurs oligo-élémentaires suivantes (Rb : 385, Sr : 167 et Ba : 2550) ; ces teneurs sont identiques à celles trouvées pour le même type de mégacristal inclus dans le gneiss oeillé voisin (MN 86 - Rb : 382, Sr : 147, Ba : 3100) et par contre, différentes de celles trouvées pour le feldspath du granite des Martys (MN 96 - Rb : 260, Sr : 380, Ba : 6400), granite où le mégacristal (MN 35-2) se trouve enchâssé.

Le mégacristal de feldspath potassique, noyé dans une matière granitique, se comporte à la manière d'une enclave et conserve son originalité géochimique. Deux exemples concernant les gneiss oeillés de l'Agoût illustrent l'intérêt pétrogénétique qui s'attache à la mise en évidence d'une telle coexistence.

— A l'entrée des Gorges d'Héric, et notamment dans le lit du ruisseau d'Héric, on peut observer des gneiss oeillés à yeux assez espacés. On peut voir en outre des lits aplitiques de composition granitique disposés parallèlement à la schistosité et pouvant s'interrompre au niveau d'un oeil feldspathique. On peut schématiser ces relations :



Cet aspect particulier de certains yeux a déjà été signalé par M. Roques (1941). L'oeil feldspathique peut être entouré totalement par une couronne aplitique. Les lits granitiques ne nourrissent en aucun cas les yeux feldspathiques, et tous les faits d'observation concourent à établir l'antériorité de l'oeil par rapport à la matière granitique. Une séparation mécanique a permis d'isoler l'oeil proprement dit de son écorce aplitique, et le feldspath potassique de ces deux entités a été soumis à l'analyse. Les résultats sont les suivants :

	Rb, ppm	Sr, ppm	Ba, ppm
MN 6 (b) oeil périphérie	445	140	1525
MN 6 (a) oeil intérieur	360	315	8000

Les résultats sur l'intérieur de l'oeil sont parfaitement cohérents avec ceux déjà obtenus sur d'autres yeux alors que le feldspath de la périphérie est très différent. Ce que l'observation macroscopique suggérait est donc confirmé par les caractéristiques oligoélémentaires - à savoir qu'il y a indépendance entre les yeux feldspathiques et les filonnets granitiques et aplitiques qui abondent à l'entrée des Gorges d'Héric.

Venant de Mons, tout à fait à l'entrée des Gorges d'Héric, avant que n'affleurent les gneiss oeillés, c'est-à-dire en contact avec les micaschistes on note des gneiss riches en muscovite envahis par des filons à contours diffus, d'aplite à grenat.

Les teneurs en oligoéléments des feldspaths potassiques sont les suivantes :

	Rb, ppm	Sr, ppm	Ba, ppm
MN 79 (1) aphte à grenats	980	0	58
MN 79 (2) feldspath gneissique	940	78	640

elles montrent que le feldspath de l'aphte et celui du gneiss ont une composition très proche et qu'il y a tout lieu de croire à une liaison génétique entre les deux ; on peut noter que la pauvreté en Sr et Ba déjà remarquée pour la zone périphérique d'un oeil se trouve plus nettement marquée ici. Cette caractéristique se retrouve également dans le feldspath potassique extrait d'un filonnet granitique recoupant les gneiss oeillés (MN 53) et dans les pegmatites qui occupent également la même position (MN 5 et MN 18).

Tous les faits ci-dessus illustrent l'indépendance entre le matériel feldspathique constituant les yeux des gneiss oeillés d'une part, et les feldspaths des lits aplitiques d'autre part. On doit rattacher à ces derniers les écorces microcristallisées qui cernent parfois les yeux feldspathiques

— La route de Salvergues à Douch offre près de Douch de magnifiques affleurements où on peut reconnaître des gneiss oeillés type Héric mais plus ou moins envahis d'une manière diffuse par un granite d'anatexie, car nous sommes là à la limite des deux formations.

C'est ainsi que l'on peut observer des yeux feldspathiques encore monocristallins et présentant la macle de Carlsbad, entourés par une matière granitique ; la matière granitique dans certaines zones devient plus abondante la texture devient anatexique et les yeux sont alors moins individualisés et à la limite ne sont plus apparents. Un triple prélèvement a été réalisé dans la zone anatexique. L'échantillon MN 71 (1) est un oeil feldspathique situé dans l'anatexite. Il n'est pas recristallisé apparemment ; MN 71 (2) est le feldspath extrait de la phase granitique qui envahit le faciès oeillé ; MN 71 (3) est extrait de la partie la plus leucocrate et isotrope de l'anatexite. Les teneurs oligoélémentaires de la phase potassique sont les suivantes :

	Rb, ppm	Sr, ppm	Ba, ppm
MN 71 (1)	340	163	3990
MN 71 (2)	430	72	1050
MN 71 (3)	458	24	580

Une fois de plus et d'une manière très nette, les caractéristiques oligo-élémentaires du feldspath de l'anatexite apparaissent différentes de celles des yeux. La variation cohérente entre les 3 échantillons est très démonstrative à cet égard. On aboutit donc au même résultat qu'à l'entrée des Gorges d'Héric, la seule différence réside dans l'abondance de matière granitique qui est plus grande à Douch qu'à Héric. et dans sa répartition diffuse ici.

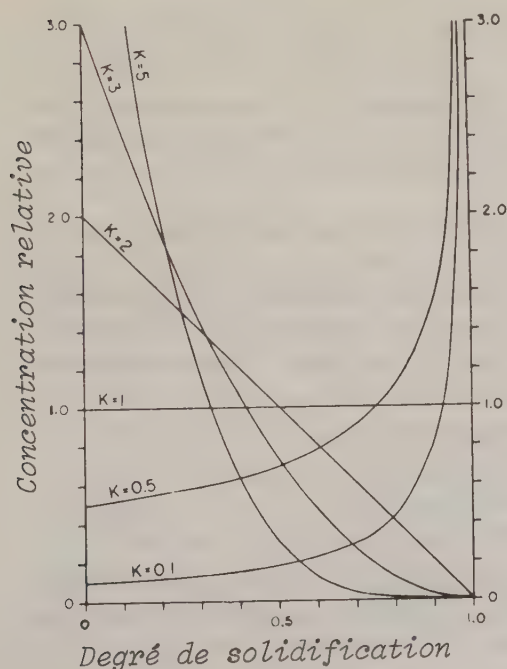
L'étude des corrélations d'oligoéléments entre minéraux coexistants, apportera des éléments nouveaux intéressants à ce sujet.

5 - Interprétation pétrogénétique.- Les teneurs en oligoéléments des feldspaths peuvent-elles servir à préciser l'origine de ceux-ci et la genèse des roches qui les contient ?

Une roche cristallisée à partir d'une anatexie différentielle - comme cela semble être le cas pour la zone centrale de l'Agoût - peut-elle présenter des minéraux à teneurs oligoélémentaires remarquables ?

Par le raisonnement, il est apparu que dans le cas d'une anatexie différentielle, les premiers éléments rendus mobiles, et donc à entrer préférentiellement dans les minéraux lors de la cristallisation d'un liquide anatectique, seraient les mêmes que ceux qui entrent en dernier dans les minéraux lors d'une séquence de cristallisation normale. Il serait bien entendu intéressant de pouvoir contrôler cette idée par voie expérimentale.

En effet, si on considère la loi de distribution des oligoéléments dans les feldspaths, on peut prendre comme schéma directeur les courbes établies par H. Neumann, J. Mead et J. Vitaliano (1954, fig. 2 et 3) ; compte tenu des résultats exposés par S.R. Taylor, C.H. Emeleus, C.S. Exley (1956) et autres, on peut attribuer aux éléments tels que le Sr et Ba un coefficient de distribution $K = \text{conc. dans phase solide} / \text{conc. dans phase liquide} >$ au coefficient de distribution du Rb, ces deux coefficients étant tous les deux inférieurs à 1.



Dans la figure ci-contre (in H. Neumann et coll. fig. 2) montrant la variation de la concentration en élément trace d'un bain avec le degré de solidification, selon différentes valeurs du facteur de distribution K, si on substitue à l'abscisse "degré de solidification", l'abscisse "degré de fusion" en sens inverse, on peut voir que le rapport de concentration du Rb, dans les premières phases liquides, doit être élevé.

Remarquons que cette façon de voir coïncide parfaitement avec celle de G. Harris (1967) qui met l'accent sur les effets d'une ségrégation des oligo-éléments par fusion partielle dans le manteau supérieur et la croûte terrestre. Il considère alors comme "éléments résiduels", c'est-à-dire comme entrant tardivement dans une phase cristallisée, et donc se concentrant - à des degrés divers selon la valeur du "facteur" de distribution K des éléments, cf. plus haut H. Neumann et coll. - dans le liquide résiduel de fin de différenciation, les éléments tels que Sr, Ba, Nb, Rb, Zr, etc...

A ce propos, il est possible d'envisager le critère oligoéléments des feldspaths potassiques au sujet des feldspaths de granite : nos résultats sur les feldspaths potassiques (mégacristaux) du granite de l'Aigoual et ceux obtenus lors de mesures géochronologiques sur les feldspaths du granite du Velay montrent que :

- les feldspaths potassiques du granite du Velay considéré comme migmatitique, sont pauvres en Sr et Ba (ce qui est normal vis à vis des considérations ci-dessus (K_{Sr} et $K_{Ba} > K_{Rb}$) ;

- alors que les feldspaths potassiques du granite de l'Aigoual (mégacristaux) sont remarquablement riches en Sr et Ba.

On peut les interpréter comme des phénocristaux concentrant les "éléments résiduels" d'un liquide différencié, les feldspaths du reste de la roche, de cristallisation plus tardive devant, selon ce raisonnement être plus riches en Rb et plus pauvres en Sr et Ba.

En ce qui concerne nos résultats sur les feldspaths potassiques de la Montagne Noire, on constate que :

- les anatexites de l'Agoût, auxquelles est attribuée une genèse par anatexie, renferment des feldspaths potassiques riches en Rb et remarquablement pauvres en Sr et Ba, comme le laissait prévoir le raisonnement ci-dessus;

- par contre, les gneiss oeillés renferment des feldspaths potassiques riches en Sr et Ba ;

- seules les embréchites du versant Nord, à texture schisteuse (type Lacauze) que l'aspect macroscopique et le gisement avaient déjà fait distinguer de celles du versant Sud, contiennent un feldspath dont la composition en oligoéléments est proche de celle des feldspaths d'anatexites. Ces formations sont à rattacher à la zone d'anatexie centrale [les mesures d'âge absolu - M. Vachette - rapprochent également ces formations (1967)].

Comme le montre le bilan ci-dessous, la différence entre feldspaths de gneiss oeillés et anatexites est significative, et n'est pas liée aux relations quantitatives des feldspaths potassiques dans les deux types de roches : le bilan du Sr, Ba et Rb engagé dans les feldspaths potassiques a été calculé d'après l'analyse modale, pour les gneiss oeillés et les anatexites, pour une même quantité de roche.

Anatexite	Gneiss oeillé
1250 µg Sr	6000 µg Sr
12 500 µg Rb	5160 µg Rb
17 500 µg Ba	113 000 µg Ba

Les deux bilans sont différents notamment pour le Ba, et il n'est pas possible d'envisager dans l'anatexite, une répartition interminérale qui épongerait une telle quantité de Ba, les minéraux autres que le feldspath potassique n'en renfermant qu'assez peu.

Le feldspath potassique des yeux a donc les caractères oligoélémentaires opposés à ceux que l'on pourrait attendre s'il appartenait à un front précurseur de l'anatexie.

Cependant, dans l'hypothèse d'une migmatisation et granitisation progressives - se traduisant par un enrichissement en SiO_2 , et un appauvrissement en $\text{CaO} - \text{FeO} - \text{MgO}$ et donc aussi en Sr et Ba - on pourrait objecter que les gneiss oeillés représentent simplement un terme moins migmatisé d'où la plus forte teneur en Sr et Ba de leurs feldspaths ; l'évolution du SiO_2 , CaO , FeO , MgO entre anatexites et gneiss oeillés et du Sr et Ba de leurs feldspaths peut paraître appuyer cette idée.

	SiO_2	CaO	ppm Sr (F)	ppm Ba (F)
Anatexites (moyenne)	74,00	1,11	103	916
Gneiss oeillés (moyenne)	70,00	1,37	245	5885

cependant trois arguments écartent cette objection :

- 1) Si on considère les micaschistes sus-jacents, il y a une anomalie : la loi de variation est bien vérifiée pour le SiO_2 , FeO et MgO , mais pas pour la chaux qui est beaucoup plus faible dans les micaschistes ($\text{CaO} : 0,60$).
- 2) Quelle que soit leur position par rapport à la zone d'anatexie ; les feldspaths potassiques des gneiss oeillés ont la même composition oligoélémentaire : il n'y a pas de gradient de composition par rapport à l'anatexite.
- 3) Dans la zone de contact gneiss oeillé - anatexite, des yeux morphologiquement analogues à ceux des gneiss oeillés et noyés plus ou moins complètement dans une matrice anatectique, conservent leurs caractères oligoélémentaires propres. Il n'est donc pas question d'un passage graduel entre deux types de feldspaths, mais bien de deux phases réellement distinctes.

L'étude des oligoéléments des feldspaths appuie donc fortement l'idée de l'indépendance entre gneiss oeillés et anatexites.

B - DISTRIBUTION DES ELEMENTS TRACES ENTRE FELDSPATHS POTASSIQUES ET PLAGIOCLASES COEXISTANTS

La bipartition d'éléments comme le Sr, Rb et le Ba a fait l'objet d'études expérimentales (J.T. Iiyama, 1968) et il paraît intéressant de voir où se situent nos résultats par rapport aux courbes expérimentales.

1) Problème pureté du plagioclase.- Les difficultés d'extraction d'une phase plagioclasiqque pure d'une roche sont nombreuses ; aussi chaque fois qu'une quantité suffisante de poudre a été obtenue, celle-ci a été soumise à une analyse d'éléments majeurs afin de réaliser une correction de teneurs en oligoéléments. Lorsque la poudre était en quantité insuffisante, l'analyse des phases minérales et de leurs relations quantitatives était réalisé par diffractométrie X, par comparaison avec des mélanges de compositions variées.

Trois échantillons ont été ainsi soumis aux deux méthodes d'analyse pour estimation des impuretés.

L'accord est assez bon entre les deux méthodes et la correction réalisée à partir des résultats de l'une ou l'autre a été considérée comme valable.

Plagioclase	Quartz	Feldspath potassique		
82	16	2	Norme calculée	MN 66
80 à 82	18 à 20 %	traces FK	Diffractionométrie X	
71	18	10	Norme calculée	HL 40
73 à 69	20 à 24 %	7	Diffractionométrie X	
70	27	2	Norme calculée	MN 64
70	30	0	Diffractionométrie X	

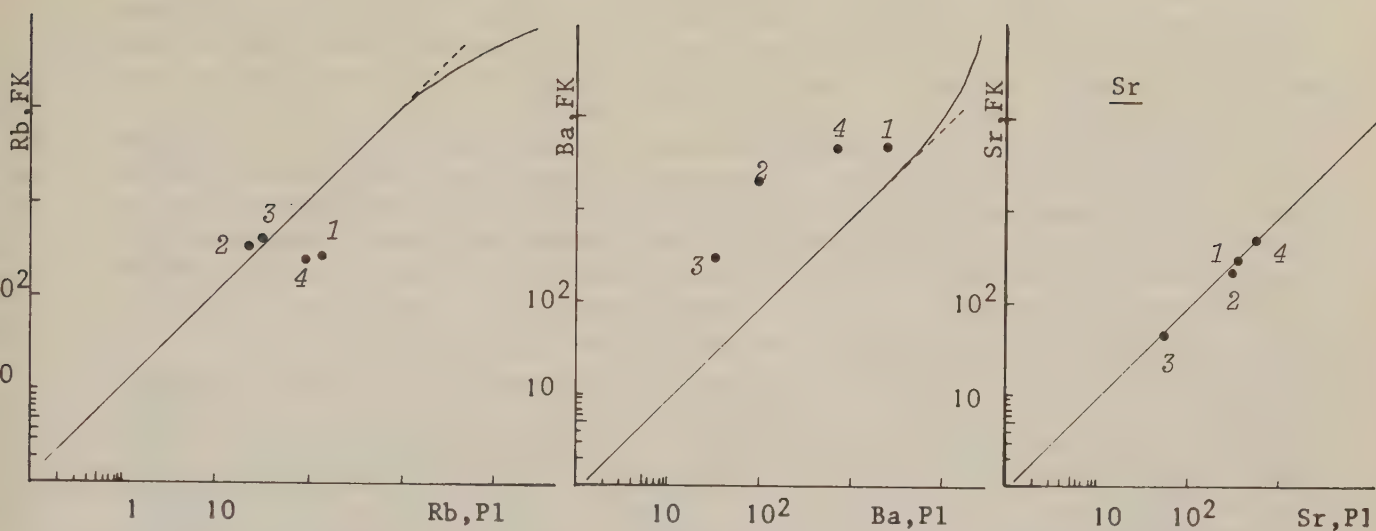
2) Comparaison avec courbes expérimentales.- Pour la Montagne Noire, trois couples plagioclase - feldspath potassique ont été ainsi étudiés :

		Rb, ppm	Sr, ppm	Ba, ppm
MN 6 Gneiss ocellé	FK	295	300	4840
	P1	153	325	2380
MN 64 Anatexite	FK	390	218	2100
	P1	26	272	100
MN 66 Anatexite	FK	460	44	316
	P1	33	54	35

Les résultats ont été portés sur les courbes de bipartition obtenues par J.T. Iiyama pour des feldspaths syncristallisant à 600° sous 1000 bars de pression (fig.17).

— Pour le Sr, le rapport entre les 2 phases ne varie pas sensiblement avec la composition des feldspaths ; aussi est-il possible de considérer la courbe expérimentale concernant la bipartition entre Or₇₅ Ab₂₅ et An₃₀ Ab₇₀. Nos résultats s'accordent assez bien avec la courbe proposée : le rapport du Sr du plagioclase au Sr du feldspath potassique coexistant est proche de 1.

— Pour le Rb, les points de bipartition pour MN 64 et MN 66 se situent sur la courbe expérimentale. Seul MN 6 est à l'écart, mais il s'agit du seul échantillon où un facteur correctif en fonction du feldspath potassique n'a pu être apporté ; ce qui influe très peu sur la corrélation Sr mais davantage sur la corrélation Rb. Il ne faut pas toutefois écarter la possibilité d'une répartition différente.



Distribution d'éléments en traces (concentrations en ppm) entre feldspath potassique Or₇₅ Ab₂₅ (ordonnée) et plagioclase Ab₇₀ An₃₀ (abscisse) coexistants.

- Etude expérimentale, Iiyama 1968.

ig.17.- Distribution du Rb, Sr et Ba entre feldspath potassique et plagioclase.

1 - Gneiss ocellé (MN 6)

2 - Anatexite leucocrate (MN 64)

3 - Anatexite leucocrate (MN 66)

4 - Anatexite faciès Aubusson (HL 36)

— On remarque pour MN 6 que les teneurs en Ba se situent à la limite du domaine où existe le coefficient de partage et comme indiqué par J.T. Iiyama le Ba entre alors préférentiellement dans le feldspath potassique. Une des hypothèses proposées par J.T. Iiyama pour expliquer ce phénomène est que la limite de solubilité de l'élément Ba dans l'un des deux feldspaths est atteinte. Notons à ce sujet que les études de diffractométrie X n'ont pas permis la mise en évidence d'une phase supplémentaire comme le celsian.

Par contre, pour les échantillons MN 64 et MN 66, la bipartition du Ba ne correspond pas aux courbes expérimentales, le Ba se concentrant dans le feldspath potassique, comme le constatent K.S. Heier et S.R. Taylor (1959) dans leurs échantillons. L'explication proposée par J.T. Iiyama "de répartition préférentielle" ne semble pas devoir s'appliquer ici, à moins que la forme de la courbe et la limite du coefficient de partage soient plus sensibles aux conditions thermodynamiques que pour le Rb et le Sr.

3) Signification du rapport des oligoéléments entre feldspaths.- Les données expérimentales en milieux naturels sont encore rares :

— D. Virgo (1968) étudiant la répartition du Sr entre les feldspaths coexistants (44 couples) estime que ce rapport peut être utilisé comme géothermomètre. Il note une variation de celui-ci de 0,91 dans les roches du faciès amphibolite à 1,73 dans les roches du faciès granulite d'une même région. Il faut remarquer qu'une telle variation n'a été trouvée que pour une seule sous-région, les autres présentant un écart beaucoup plus faible à nul, 1,04 à 1,48, 1,00 à 1,25 et 1,38 à 1,38 pour la même variation de degré métamorphique.

— Sur le plan expérimental, les résultats de Iiyama concernent seulement les feldspaths cristallisant en équilibre à 600° sous 1000 bars. Pour l'instant, il n'est donc pas possible de savoir si ces coefficients de partage changent de manière sensible avec les conditions de pression et température et dans quelles limites.

— Pour explorer une possibilité de variation, nous avons comparé les oligo-éléments du couple plagioclase - feldspath potassique des anatexites de l'Agoût et des anatexites type Aubusson ; la relation de cristallisation feldspath potassique - plagioclase étant probablement différente dans les deux cas. Les récentes expériences de H. von Platen et H. Höller (1967) ont en effet montré que lors de la fusion incongruente de la muscovite sous 4000 bars, le composant feldspath potassique, formé dans la réaction :

Muscovite + Quartz $\rightarrow$ Feldspath potassique (composant) + Sillimanite + Eau s'ajoutait au liquide déjà existant, formé par quartz et plagioclase (composants). Ces auteurs remarquent que la même réaction peut avoir lieu au cours du métamorphisme, alors que l'ensemble de la roche reste à l'état solide ; le composant feldspath potassique ne constitue pas alors un mélange avec les autres éléments constitutifs de la roche.

On peut penser que la distribution des oligoéléments entre phases feldspathiques sera différente selon qu'il y aura eu fusion suivie d'une cristallisation connexe des feldspaths (anatexite leucocrate de l'Agoût) ou cristallisation de feldspath potassique réactionnel sous climat métamorphique (anatexite faciès Aubusson).

Malgré la différence de conditions relatives de cristallisation des phases feldspathiques dans les deux types d'anatexites, il n'apparaît pas de variation frappante du coefficient de partage :

- la distribution du Sr entre les feldspaths de l'anatexite type Aubusson (HL 36) est compatible avec les courbes expérimentales et donc identique à celle obtenue pour les anatexites leucocrates ;

- pour le Ba, comme précédemment, il y a concentration dans le feldspath potassique ;

- par contre, le Rb est plus concentré dans le plagioclase que dans le feldspath potassique, alors que dans les anatexites leucocrates, le coefficient de partage est égal à 1. Il n'est pas possible de conclure sur la signification de cette différence, mais cette méthode de recherche paraît intéressante à étendre en relation avec les travaux expérimentaux. Il semble toutefois que le Sr soit un élément relativement insensible par rapport au Ba et au Rb.

C - DISTRIBUTION DU Rb ENTRE FELDSPATHS POTASSIQUES ET MICAS COEXISTANTS

Les résultats obtenus sur la Montagne Noire comme sur les autres régions, m'ont entraînée à considérer l'ensemble des résultats analytiques fournis sur les oligoéléments par diverses méthodes (dont des résultats pour géochronologie absolue) pour essayer de situer nos propres résultats et les éclairer.

Le point de vue essentiel était la relation des teneurs en oligoéléments entre minéraux coexistants d'une même roche, et la teneur en oligoéléments d'un même minéral en différents types de roches. L'élément Rb a été plus particulièrement étudié, compte tenu qu'il est présent en quantité appréciable dans les feldspaths potassiques, biotites et muscovites.

1 - Valeur absolue des teneurs.- Trois aspects ont été plus spécialement considérés :

- *Constance de teneurs* : pour une roche donnée, la teneur d'un minéral en un oligoélément comme le Rb, est constante à travers l'ensemble géologique que constitue la roche. A titre d'exemple, citons les teneurs en Rb des biotites dans le faciès sombre du granite du Sidobre (données analytiques in Y. Vialette 1962, p.81 à 86).

Cette constance a déjà été notée à propos des feldspaths potassiques dans le chapitre précédent, mais apparaît encore plus nettement à propos de biotites où l'échelle des teneurs possibles est plus étendue que pour les feldspaths.

- *Teneurs et structures* : Les teneurs absolues sont très variées, et il ne semble pas exister de valeurs limites : s'il en existait, on pourrait admettre qu'une teneur est prédéterminée pour des raisons structurales. En fait, si cette limite existe, elle se situe au-delà du domaine des teneurs rencontrées, et n'intervient donc pas ici dans le problème de répartition. [Remarquons toutefois que le Rb est très probablement situé dans le réseau de la biotite - des travaux inédits font mention de dosage impossible du Rb à la microsonde de Castaing : si des concentrations en cet élément existaient, et donc une non répartition au sein du réseau, elles seraient parfaitement dosables, compte tenu des valeurs moyennes de teneurs en Rb des biotites].

- *Relation entre K et Rb dans un minéral* : quelle que soit la quantité d'un minéral dans une roche et l'origine de celle-ci, le minéral a une composition relativement constante en éléments majeurs : c'est ainsi que la biotite d'un granite ou d'un micaschiste ont sensiblement la même composition en K_2O .

Par contre, la teneur en oligoéléments d'un minéral donné, la biotite par exemple peut être très variée, en valeur absolue ; elle dépend du stock disponible, de la représentation quantitative (absolue et relative) du minéral et du coefficient de partage, si plusieurs phases minérales sont susceptibles de contenir l'élément en question.

Certains auteurs cherchent la relation entre K/Rb d'un minéral 1 et K/Rb d'un minéral 2 coexistant. Compte tenu de la constance de composition en éléments majeurs des phases minérales, c'est le rapport des deux teneurs Rb qui, en fait, intervient essentiellement dans la relation, le potassium étant sensiblement constant pour chacune des phases considérées. Ceci a conduit à considérer directement le Rb et non K/Rb dans les minéraux coexistants.

2 - Relation entre la teneur en Rb des feldspaths potassiques et des biotites coexistantes.- Il existe une relation (fonction linéaire) entre la teneur en Rb des feldspaths potassiques et des biotites coexistants dans les roches. Le coefficient de proportionnalité - coefficient de partage est de l'ordre de 2. Cette valeur du coefficient de partage n'est qu'approchée : si les teneurs en Rb des biotites peuvent être considérées comme représentatives, celles du Rb dans les feldspaths potassiques sont parfois plus sujettes à caution, compte tenu des problèmes d'extraction ; de plus, le tout venant disponible au moment du calcul a été utilisé, et nous verrons plus loin qu'il existe des anomalies de teneurs qui peuvent ainsi avoir modifié la valeur moyenne calculée du coefficient de partage.

3 - Relation entre la teneur en Rb des biotites et muscovites coexistants.- De même, il existe un coefficient de partage du Rb entre biotite et muscovite coexistants. Sa valeur moyenne est proche de 2, mais en ce qui concerne cette valeur, nous faisons les mêmes réserves que plus haut.

4 - Relation entre la teneur en Rb de biotites - muscovites et feldspaths potassiques coexistants dans les roches.- Cette relation peut être illustrée sur un diagramme triangulaire dont chaque sommet représente la teneur en Rb des minéraux concernés de telle sorte que la somme de teneurs en Rb, de la muscovite, de la biotite, et du feldspath potassique coexistants dans une roche soit égale à 100.

Le coefficient de partage approché du Rb entre le feldspath potassique et la biotite coexistante est matérialisée par le point 66 Rb, biotite -33 Rb, feldspath potassique.

Celui, entre Rb de feldspath potassique et de muscovite par le point 50 Rb, muscovite - 50 Rb, feldspath potassique. Enfin, dans le cas où trois minéraux accepteurs du Rb coexistent, le coefficient de partage moyen se situe à 50 Rb, biotite 25 Rb, muscovite - 25 Rb, feldspath potassique.

Le report sur un tel diagramme (fig. 18) des données analytiques à notre disposition [nos résultats et données analytiques publiés dans les travaux de géochronologie absolue (in Y. Vialette, 1962, in M. Vachette 1964 et 1967, in M. Bonhomme 1962, in L. Delbos, M. Lasserre et M. Roques 1965, etc...)] illustre cette distribution.

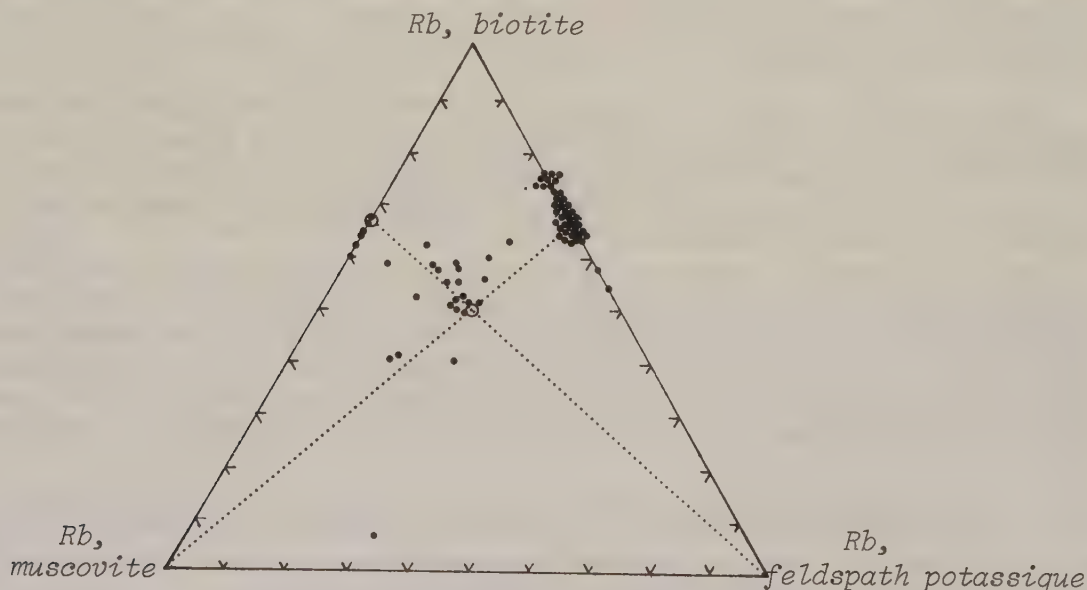


Fig. 18.- Distribution du Rb entre minéraux coexistants d'une roche.

Cette répartition du Rb entre minéraux coexistants qui semble réalisée de la même manière en différents faciès, ne doit pas faire oublier la différence de teneurs, en valeur absolue, selon les faciès. Ainsi de nombreux résultats analytiques de géochronologie absolue en Rouergue (L. Delbos et coll., 1965) montrent que la teneur moyenne en Rb de la biotite est de 445 ppm dans les micaschistes et gneiss, 640 ppm dans les faciès migmatitiques et 935 ppm dans les granites.

Il faut remarquer en outre, que cette différence est encore visible à l'échelle de l'enclave, la biotite d'une enclave de gneiss dans le granite de Villefranche de Rouergue a une teneur en Rb de 428 ppm alors que celle du granite a une teneur moyenne de 1130 ppm. Cette pérennité de caractéristique oligoélémentaire est importante à souligner dès maintenant et sera revue à propos de nos résultats sur les feldspaths potassiques.

Les teneurs en Rb des biotites, muscovites et feldspaths coexistants dans les roches de la Montagne Noire (nos résultats et données publiés in M.Vachette 1967) sont résumées dans le tableau ci-dessous et ont été reportées sur un diagramme (fig. 19).

Références des échantillons	Teneur en Rb de minéraux coexistants		
	Muscovite	Biotite	Feldspath potassique
Gneiss oillé (MN 32)	470	780	325
Gneiss oillé (Norre) MN 56	680	980	403 (1) 540 (2)
Granite à gros grain, sommet du Pic de Norre (MN 54)	455	750	315
Anatexite leucocrate (MN 64)	nd	820	390
Anatexite leucocrate (MN 66)	nd	870	460
Anatexite leucocrate (MN 58)	nd	820	380
Embréchite de l'Agoût (MN 6)	292	560	295
Anatexite leucocrate - La Salvetat	nd	585	286
Embréchite Lacauze	448		317
Anatexite d'Anglès	381	717	320
Embréchite St-Pons	826	1301	nd
Anatexite Montagne d'Aret	465	984	231 458
Embréchite Héric	636	1427	nd
Anatexite Norre	433	882	nd
Embréchite Norre	372	751	241
Anatexite Sud Mazamet	425	884	nd
Embréchite Pont des Soupîrs (Agoût)	638	1402	nd
Pegmatite dans embréchite Héric	394	775	nd

- Le coefficient de partage moyen du Rb entre muscovite et biotite est généralement respecté. Le pourcentage de Rb dans la biotite par rapport à la muscovite oscille entre 57 et 68.

- Par contre, la répartition du Rb entre les micas d'une part et le feldspath potassique d'autre part, n'est pas toujours conforme à la moyenne : la proportion de Rb entre feldspath potassique et muscovite oscille entre 50 et 78, et la proportion de Rb entre feldspath potassique et biotite oscille entre 66 et 80.

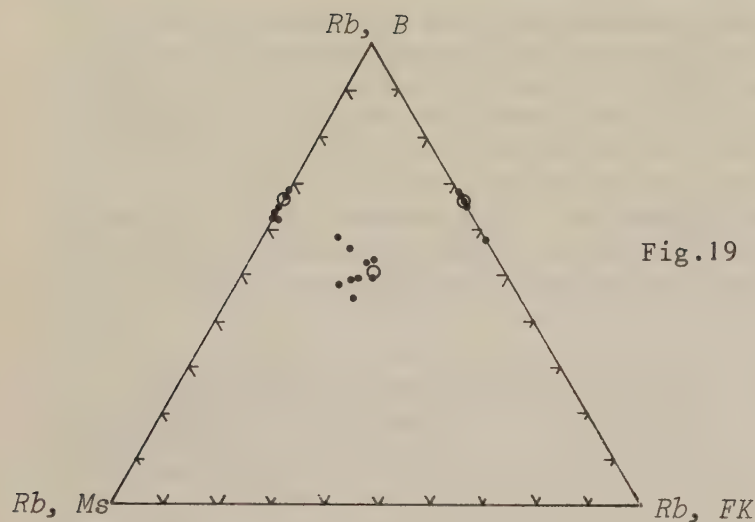


Fig.19 .- Distribution du Rb entre biotite, muscovite et feldspath potassique dans les roches de la Montagne Noire.

Dans tous les cas de distribution non conforme, on constate que les phases micas sont enrichies en Rb par rapport à la phase feldspath potassique. Nous reviendrons plus loin sur ce problème.

5 - Signification du coefficient de partage du Rb entre les minéraux coexistants d'une roche.-

— La valeur numérique du coefficient de partage du Rb entre biotite - muscovite et feldspath potassique coexistants sont les mêmes pour tous les faciès pétrographiques considérés. La variété des roches (granites, gneiss, cornéennes, micaschistes, anatexites, migmatites, etc...) ayant fourni les minéraux qui ont conduit à l'établissement de ce coefficient, est démonstrative à cet égard. En milieu sédimentaire, la distribution du Rb entre illites et feldspaths potassiques authigènes (données analytiques in R.C. Jr Reynolds, 1963) semble également obéir à la même loi.

Ceci n'exclut pas une variation fine qui pourrait être mise en évidence par de nombreuses analyses sur des faciès pétrographiques bien définis.

La valeur moyenne du coefficient de partage du Rb entre phases coexistantes semble donc insensible aux conditions thermodynamiques qui règnent lors de la cristallisation des minéraux et de la répartition des oligoéléments entre eux.

— L'existence de ces coefficients de partage n'implique pas de relations quantitatives obligatoires entre minéraux.

- Dans les anatexites leucocrates de l'Agoût, la biotite est rare et représente moins de 4 % de la norme. Les teneurs en Rb, ppm sont les suivantes :

MN 64 B	820	MN 66 B	870	MN 58 B	820
MN 64 FK	390	MN 66 FK	460	MN 58 FK	380

Malgré la faible quantité de biotite, la relation $Rb,B - Rb,FK$ est parfaitement respectée.

- De même dans les gneiss oeillés du Haut-Allier (HA.5), la muscovite se trouve le plus souvent en quantité infime (il a fallu 25 kg de roche pour en extraire une quantité suffisante pour analyse).

Cependant, là encore, on observe le même coefficient de partage du Rb :

Rb, Ms 450 ppm Rb, B 765 ppm Rb, FK 372 ppm

— Coefficient de partage et origine réactionnelle des minéraux : Lors d'une réaction entre minéraux ou de la fusion d'un mélange de plusieurs minéraux, on peut penser que les oligoéléments présents dans une phase minérale en voie de destruction se placeront dans la nouvelle phase formée ou se partageront entre les phases résultantes.

Une vérification involontaire de cette hypothèse a été réalisée en soumettant une cordiérite à l'analyse des oligoéléments par spectrographie U.V. Cette cordiérite a été extraite d'un nodule situé dans les anatexites leucocrates de l'Agoût. Le problème était de confirmer l'absence de Rb dans la cordiérite, absence classiquement admise. L'analyse a bien démontré l'absence totale de Rb, mais l'échantillon soumis à l'analyse par diffractométrie X s'est révélé presque totalement transformé en muscovite et chlorite. Dans ce cas, la muscovite est donc dépourvue de Rb alors que dans tous les gisements classiques, elle en contient des teneurs non négligeables. Cet exemple illustre bien le fait qu'un minéral d'origine réactionnelle hérite des caractères oligoélémentaires du minéral dont il est issu.

Les teneurs théoriques en Rb d'un feldspath issu de réactions à partir d'un minéral renfermant du potassium ont été calculées. Divers modèles de réaction ont été considérés :



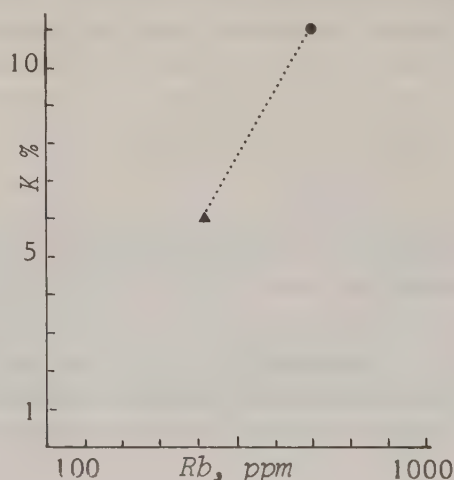
Dans la réaction, muscovite et orthose sont les seules phases renfermant du Rb. Compte tenu du poids moléculaire de la muscovite et celui de l'orthose, on peut calculer que la teneur en Rb du feldspath sera celle de la muscovite $\times 1,43$, à condition que le coefficient de partage pour l'eau libérée et évacuée, soit nul.



La cordiérite ne renferme pas de Rb. La biotite contenant en moyenne autant de fer que de magnésium, on peut utiliser comme poids moléculaire 928. Le feldspath potassique formé par la réaction ci-dessus aura donc une teneur égale à celle de la biotite $\times 1,67$.

Quelle que soit la manière théorique de fabriquer du feldspath potassique, celui-ci présente toujours une teneur en Rb plus élevée que celle des minéraux potassiques initiaux ; cette relation est exprimée sur le diagramme K/Rb ci-contre (fig. 20).

Fig. 20.- Relation théorique de teneurs en Rb entre biotite ($\blacktriangle$) et feldspath potassique ($\bullet$) réactionnel.



Mais les faits d'observation sont très différents : le feldspath potassique coexistant avec un mica renferme toujours moins de Rb que le mica, comme le montre la figure 21 ci-dessous.

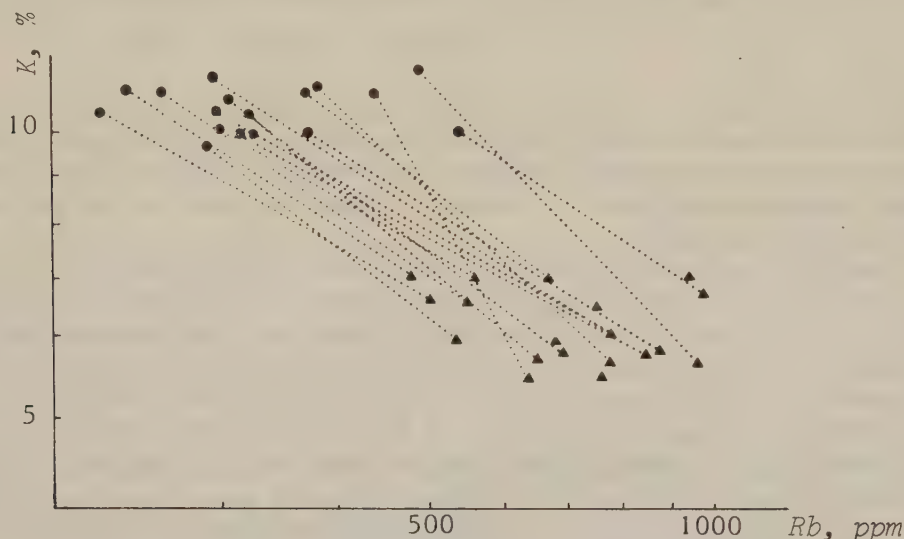


Fig.21.- Absence de corrélation entre K et Rb dans les biotites (▲) et les feldspaths potassiques (●).
Les traits pointillés joignent biotite et feldspath potassique d'une même roche.

Cette différence est importante et soutient l'idée que les feldspaths potassiques ne sont généralement pas en association réactionnelle avec les micas coexistants car ils présentent des teneurs en Rb inférieures à celles des micas. Objecter à cela une perte systématique en Rb lors d'une réaction est difficile, si justement on considère la répartition constante du Rb entre les divers minéraux d'une roche ; objecter également une diffusion aboutissant à long terme à un certain équilibre obligatoire paraît également difficile, car cet équilibre ne paraît pas inéluctablement réalisé (voir plus loin les exceptions citées dans un cadre pétrographique précis) et, de plus, les minéraux considérés, micas et feldspaths, ne présentent pas de limite de teneurs - au moins dans le cadre des valeurs considérées - par conséquent une diffusion pour des causes structurales ne peut être envisagée.

D - DISTRIBUTION ANORMALE DU Rb ENTRE MINÉRAUX COEXISTANTS ET INTERET PETROGENETIQUE

Il est apparu dans certaines roches, que le coefficient de partage du Rb précédemment calculé n'était pas respecté. Nous allons considérer quelques cas d'anomalie, nous limitant à des cas d'anomalie nette, compte tenu de la valeur approchée du coefficient de distribution.

1 - Exemples de distribution anormale.-

Granite à muscovite tardif du Pont du Lignon : Les teneurs en Rb des différents minéraux sont les suivantes : FK 290 ppm, B, 2300 ppm et Ms, 1305 ppm.

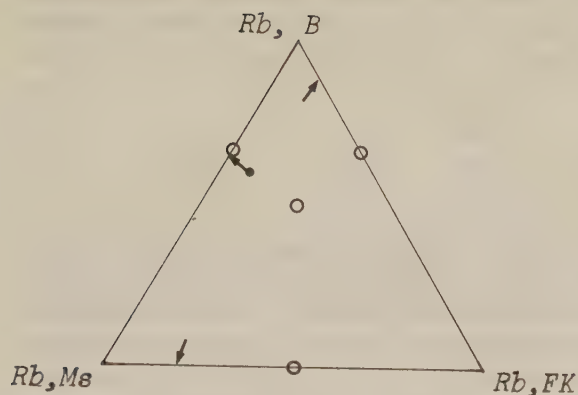


Fig. 22.- Exemple de distribution anormale du Rb entre minéraux coexistants d'une roche.

distribution normale moyenne,
distribution observée.

Si on reporte ces résultats sur un diagramme triangulaire (fig. 22), selon les conventions précédentes le point représentatif (•) se situe à Rb, FK -7 : Rb, Ms -34 : Rb, B -59.

Le coefficient de partage du Rb entre biotite et muscovite est proche du coefficient moyen calculé précédemment (o) alors que le coefficient de partage entre feldspath potassique d'une part et micas d'autre part est très éloigné.

En d'autres termes, sur le plan géochimique, les relations biotite et muscovite sont "normales", c'est-à-dire correspondent à celles que l'on observe pour ces minéraux dans les granites classiques, les micaschistes et gneiss etc..., alors que la relation triangulaire Rb, FK - Rb, B - Rb, Ms ne l'est pas ; cela suggère deux temps de répartition des oligoélé-

ments dans la roche.

Le point intéressant est de connaître la chronologie des stades. La comparaison des teneurs absolues des différentes phases avec celles trouvées pour les granites de la même région montre que ce sont les teneurs Rb des micas qui sont remarquablement élevées, alors que le feldspath potassique présente une teneur tout à fait moyenne. Le feldspath potassique appartient donc à un premier stade de cristallisation, alors que biotite et muscovite ont cristallisé plus tard ou ont bénéficié d'un enrichissement en Rb ultérieur qui n'a eu toutefois aucune influence sur la teneur en Rb du feldspath potassique, qui s'est comporté alors comme un milieu fermé.

— Un autre cas de coefficient de partage anormal est celui où on observe une teneur en Rb équivalente dans muscovite et biotite coexistants. Ce cas est assez peu fréquent : citons à titre d'exemple celui du granite du Mendic (Montagne Noire) où Rb, Ms 693 ppm et Rb, B 666 ppm.

Le coefficient de partage est anormal puisque biotite et muscovite renferment des quantités équivalentes de Rb. En introduisant la valeur du Rb du feldspath potassique pour construire le point de relation triangulaire, on peut préciser l'anomalie. On constate en effet que le coefficient Rb, FK/Rb, B est normal, alors que Rb, FK/Rb, Ms est anormal. Il paraît clair, dans ce cas, que c'est la muscovite qui constitue une originalité par rapport aux deux autres phases.

Une étude systématique sur ce point pourrait permettre de distinguer les muscovites issues de la transformation de certains minéraux comme les biotites, de celles qui ont cristallisé directement en tant que telles.

2 - Signification pétrogénétique de la répartition anormale du Rb en Montagne Noire.-

Dans la Montagne Noire, un cas de coefficient anormal de partage du Rb paraît très intéressant à souligner : il est observé dans l'anatexite de la Montagne d'Arêt (Agoût).

Les dosages de Rb réalisés sur les différentes phases minérales (dosage par spectrométrie de masse pour géochronologie - in M. Vachette 1967 -) montrent que le coefficient de distribution moyen n'est pas respecté :

	Rb, ppm
Muscovite (DS 1754)	465
Feldspath potassique (DS 2095)	231
Biotite (DS 1753)	984

On peut dire que Rb, Ms/Rb, B est normal mais que le rapport Rb, FK/Rb, B et donc Rb, FK/Rb, Ms ne le sont pas. On pourrait schématiser ces résultats sur un diagramme triangulaire où le point représentatif aurait les coordonnées 28 Rb, Ms : 58 Rb, B : 14 Rb, FK, et donc différent du point moyen de distribution Rb, Ms - 25 : Rb, B 50 : Rb, FK - 25.

L'étude détaillée des feldspaths MN 71 (1), MN 71 (2) et MN 71 (3) a montré qu'il existait une variation de composition des feldspaths, le pôle le plus riche en Rb correspondant au feldspath de l'anatexite. Si donc, on utilise la valeur Rb obtenue pour le feldspath de l'anatexite (MN 71/3), on constate que le coefficient de partage du Rb entre minéraux devient alors conforme.

Ce point est très important sur le plan interprétatif : tous les minéraux paraissent "en équilibre", à l'exception du feldspath de l'oeil, qui représente une entité dont l'individualité déjà démontrée par les teneurs absolues des feldspaths potassiques en oligoéléments, est confirmée ici par l'anomalie de distribution du Rb entre les minéraux.

Au sein d'une roche, les oligoéléments comme le Rb peuvent donc témoigner de l'équilibre chimique de celle-ci, et l'étude de sa répartition entre les minéraux permet de préciser leurs relations.

Si l'équilibre est atteint, pour un feldspath potassique, son origine peut se concevoir soit par réaction complète en système fermé, soit sous l'effet d'un apport en système ouvert, ou soit encore par cristallisation à partir d'un liquide.

Dans le cas inverse, on met en évidence des zones réactionnelles et éventuellement la chronologie des phases. C'est ce que nous avons vu pour l'anatexite de la Montagne d'Arêt où l'équilibre est réalisé entre le feldspath de l'anatexite et de la biotite, alors que le feldspath de l'oeil constitue une entité pétrographiquement et géochimiquement protérogène. Dans l'étude détaillée des feldspaths potassiques, nous avons déjà montré la coexistence au sein d'une roche de feldspaths potassiques géochimiquement différents.

Les résultats obtenus sur les minéraux coexistants des gneiss oeillés de la Montagne Noire montrent que l'équilibre n'est qu'imparfaitement réalisé. Tout se passe comme s'il y avait deux stades pétrogénétiques, le dernier correspondant à l'anatexie centrale ; l'épaisseur du domaine réactionnel serait donc importante. Selon M. Fontelles et G. Guitard (1968), une épaisseur importante des domaines réactionnels dans la mésozone milite en faveur d'une montée relativement rapide des isogéothermes dans les terrains. Tel semble bien être le cas dans l'anticlinal de l'Agoût où l'anatexie donnant naissance aux anatexites leucocrates s'exerce à peu de distance des faciès micaschisteux de bordure. R.D. Schuiling avait d'ailleurs remarqué ce resserrement

des isogéothermes et calculé un gradient géothermique de 200°/km, valeur anormalement élevée pour une zone métamorphique sauf dans le cas envisagé par H. Winkler, des dômes de chaleur.

3 - Distribution du Rb entre minéraux coexistants et corrélation

$\frac{87 \text{ Sr}}{86 \text{ Sr}} / \frac{87 \text{ Rb}}{86 \text{ Sr}}$.- L'intérêt de l'étude de la distribution du Rb entre minéraux coexistants est confirmée par la considération des rapports $\frac{87 \text{ Sr}}{86 \text{ Sr}} / \frac{87 \text{ Rb}}{86 \text{ Sr}}$, mesurés pour géochronologie absolue sur divers minéraux d'une même roche en Montagne Noire (M. Vachette, 1967).

- Dans le cas où l'indice de déviation pondéré F correspondant à une isochrone est faible, c'est-à-dire que la corrélation sur l'isochrone est bonne (cas du granite des Martys où F = 2), ce qui signifie, entre autres, que les minéraux ont syncristallisé, on constate que le coefficient moyen de distribution du Rb calculé est respecté.

Biotite Muscovite Feldspath potassique

Granite des Martys - Rb, ppm ...	439	244	193
----------------------------------	-----	-----	-----

- Pour l'anatexite de la Montagne d'Arêt, par contre, où nous avons remarqué précédemment une anomalie dans la répartition du Rb entre le feldspath potassique et la biotite, (Rb, ppm FK 231, B 984), on constate que l'indice de déviation pondéré F est élevé, soit 84,5.

Le caractère de conformité ou de non conformité de la répartition du Rb entre les minéraux apparaît donc lié aux rapports $\frac{87 \text{ Sr}}{86 \text{ Sr}}$ et $\frac{87 \text{ Rb}}{86 \text{ Sr}}$ de ces mêmes

minéraux. Cette liaison est très importante car elle confirme l'intérêt de l'étude de la répartition du Rb entre les minéraux à des fins pétrogénétiques, la non corrélation pouvant être un test de plusieurs stades dans la répartition des oligoéléments, ou, comme dans le cas présenté plus haut, de la coexistence de plusieurs phases asynchrones.

Dans le cas ci-dessus, le rapport $\frac{87 \text{ Sr}}{86 \text{ Sr}} / \frac{87 \text{ Rb}}{86 \text{ Sr}}$ de la biotite représente un élément rajeunissant dans la construction de l'isochrone, tout comme l'étude géochimique précédente - partage du Rb et teneurs absolues - montre la postériorité de celle-ci. L'étude géochimique et pétrographique donne une information complémentaire, à savoir que la biotite est en équilibre chimique avec le feldspath de l'anatexite et non avec le feldspath des yeux, qui lui selon le même raisonnement, apparaît antérieur. C'est peut-être ce qui se passe pour les embréchites d'Héric et de St-Pons, où le rapport initial $\frac{87 \text{ Sr}}{86 \text{ Sr}}$ déterminé par la construction d'une isochrone commune à tous les minéraux, a des valeurs très élevées 0,791 et 0,762 : les rapports isotopiques des minéraux se répartissent peut-être sur deux isochrones.

La considération de l'équilibre chimique entre minéraux (ici testé par la répartition du Rb) paraît donc un élément d'information intéressant en géochronologie absolue. La construction d'isochrone exclusivement à partir des rapports isotopiques de minéraux entre lesquels le Rb est "normalement" réparti, peut conduire à la construction de plusieurs isochrones pour une même roche et donc à mettre en évidence et préciser les épisodes de cristallogenèse. Dans cette éventualité, les points roche totale sont alors à considérer avec prudence, en tenant compte des proportions relatives des minéraux appartenant à l'une ou l'autre de ces isochrones.

E - SIGNIFICATION PETROGENETIQUE DES OLIGOELEMENTS DANS LA MONTAGNE NOIRE

— Les caractéristiques oligoélémentaires des mégacristsaux de feldspaths potassiques des gneiss oeillés sont différentes de celles des feldspaths des anatexites leucocrates, et ceci d'une manière systématique comme le montrent de nombreuses mesures.

L'originalité respective des teneurs témoigne de stades de cristallogenèse différents et non d'une évolution géochimique au cours d'un stade :

- en effet, les mégacristsaux présentent toujours les mêmes caractéristiques, qu'ils soient issus des gneiss proches des micaschistes du toit ou des gneiss proches des anatexites leucocrates ;

- de plus, mégacristsaux et feldspath des anatexites en contact continuent d'affirmer leur individualité géochimique. On ne peut donc évoquer une gradation de composition à travers les gneiss oeillés dont les anatexites représenteraient un pôle.

— La considération des teneurs absolues en Sr, Ba et Rb des feldspaths potassiques, dans le cadre des connaissances actuelles sur la répartition des oligoéléments au cours d'une évolution pétrogénétique, écarte l'idée que les mégacristsaux puissent représenter un élément précurseur de l'anatexie, ou un élément tardif de cristallisation de type pegmatitique. Il paraît donc difficile de considérer ceux-ci comme le résultat d'une métasomatose potassique liée à l'anatexie.

— Les caractères oligoélémentaires des feldspaths potassiques des anatexites leucocrates plaident en faveur de leur origine par anatexie : la relative pauvreté de ces feldspaths en Sr et Ba nous paraît liée à une ségrégation des éléments traces lors de l'anatexie.

— L'étude de la distribution du Rb entre les minéraux coexistants permet d'avancer avec une bonne probabilité que le coefficient de partage moyen n'est pas respecté entre le feldspath potassique, la biotite et le muscovite, alors qu'il l'est pour le feldspath potassique et le plagioclase d'une part, pour la biotite et la muscovite d'autre part. Tout se passe comme s'il y avait deux stades de cristallisation ou de répartition des oligoéléments au sein des gneiss oeillés. Le feldspath potassique des yeux, relativement pauvre en Rb, correspondrait à la phase la plus ancienne, ce que confirment d'autres aspects de cette étude.

— La considération de la répartition des oligoéléments entre minéraux coexistants paraît devoir apporter un élément intéressant aux méthodes de géochronologie absolue : la construction et l'interprétation des isochrones pour des minéraux ne présentant pas une répartition normale du Rb est peut-être à considérer d'une manière originale : on peut espérer construire plusieurs isochrones pour une même roche et donc peut-être franchir le mur du dernier événement métamorphique.

VIII - CONCLUSIONS GENERALES

L'étude qui précède permet de définir les relations pétrogénétiques entre les principaux faciès étudiés.

Elle démontre la communauté d'origine des yeux feldspathiques dans les gneiss oeillés de l'Agoût et de Norre, tout en mettant en évidence leur évolution différente et permet de conclure à l'indépendance génétique entre les feldspaths potassiques des gneiss oeillés de l'Agoût et ceux des anatexites leucocrates.

A - PRINCIPAUX FACIES

On distinguera les faciès oeillés et les anatexites leucocrates.

1 - **Faciès oeillé.** - Parmi les roches à feldspaths potassiques désignées sous le terme d'embranchite par M. Roques (1941), nous avons été amenés à distinguer :

— l'embranchite type Lacaune (versant nord du Plateau de l'Agoût), à texture orientée, riche en feldspaths subautomorphes, de taille n'excédant pas 1 cm, à muscovite abondante, et associée à des filons de quartz et tourmalinite. Nos résultats sur les feldspaths les rapprochent des anatexites leucocrates ; il s'agit probablement de granites orientés liés à l'anatexie. Les résultats de géochronologie absolue aboutissent également à une telle parenté (in M. Vachette, 1968). Leur gisement est en filons et laccolites au sein de micaschistes (visibles sur la route venant du Col de la Bassine), et il n'a jamais été possible d'observer de faciès intermédiaires oeillés ;

— gneiss oeillé "type Plaisance" (versant nord du Plateau de l'Agoût). Ce faciès avait été interprété par M. Roques comme un banc gréseux migmatisé. Notre étude montre que cette roche présente des analogies avec les gneiss oeillés des Cammazes que l'on trouve au S.O dans le Sorézois, et le granite du Mendic situé au N.E. Nous considérons ces roches comme dérivant de roches éruptives acides d'âge cambrien ou anté ;

— les gneiss oeillés de l'Agoût et de Norre : ils représentent la grande majorité des formations migmatitiques oeillées de la Montagne Noire et occupent le versant Sud du Plateau de l'Agoût et la zone de Norre.

Un certain nombre de points séparent ces deux ensembles : le type de contact avec les terrains encaissants est apparemment tranché et non récurrent par rapport aux micaschistes tout au long de la bordure Sud de l'Agoût qui s'étend sur plus de 20 km d'Est en Ouest, alors que dans le Massif de Norre, le long de la route de Miraval - Les Martyrs, M. Roques décrit un passage gneiss oeillé - micaschistes où les bancs de ces deux unités se retrouvent en alternance sur plusieurs kilomètres, évoquant une disparition latérale de faciès ; de nombreux septa de micaschistes ont également été cartographiés dans cette partie du Massif.

On remarque également que l'épaisseur des gneiss oeillés est beaucoup plus importante dans le Massif de Norre que dans le versant Sud du Massif de l'Agoût.

Notre étude montre la communauté d'origine des feldspaths potassiques dans les deux régions, mais aussi leur évolution différentielle ; nous en précisons la signification dans le paragraphe concernant l'interprétation pétrogénétique de ces formations et leurs relations avec les anatexites leucocrates. L'interprétation pétrogénétique concerne en effet uniquement ce faciès de gneiss oeillés.

La répartition des différents faciès oeillés dans la Montagne Noire pose le problème de la présence et de la continuité de la zone embréchitique (gneiss oeillés) sur le versant Nord du Plateau de l'Agoût : en effet, je n'ai pas retrouvé sur ce versant le faciès oeillé décrit à propos du versant Sud, où pourtant il se maintient identique à lui-même sur plusieurs dizaines de kilomètres. En fait, le versant Nord du Plateau de l'Agoût apparaît composite : tantôt, il renferme des roches feldspathiques très anciennes (gneiss de Plaisance), tantôt il apparaît lardé de granites orientés liés à la zone d'anatexie.

2 - Les anatexites leucocrates.- Elles occupent la partie axiale centre-nord du plateau de l'Agoût et proviennent de la cristallisation dans des conditions relatives de basse pression d'un magma d'origine anatectique ; leurs feldspaths potassiques sont cryptoperthitiques, ont un état structural correspondant à une hypo orthose (T.F.W. Barth, 1969) et contiennent très peu de Sr et Ba, caractère que nous attribuons à une ségrégation des éléments traces lors du processus d'anatexie.

B - PROBLEME DE RELATION ENTRE GNEISS OEILLES ET ANATEXITES LEUCOCRATES

Les études pétrographiques montrent que dans l'Agoût, la paragenèse des gneiss oeillés correspond au faciès A 2.2 ou A 2.3 de l'amphibolite facies, alors que les gneiss oeillés de Norre à microcline et chlorite appartiennent à une zone plus superficielle (→ A 2.1) de ce même faciès, ou même au faciès schistes verts (→ A 1.2).

Dans les deux régions, les gneiss oeillés sont en contact à leur toit avec des faciès micaschisteux, soit micaschistes à séricite soit à deux micas, correspondant dans tous les cas à des niveaux relativement superficiels de métamorphisme (épizone ou début mésozone). Les gneiss oeillés de Norre ont donc une paragenèse parfaitement compatible avec le degré métamorphique des micaschistes encaissants, alors que ceux de l'Agoût renferment des associations minérales de faciès plus métamorphique.

La différence dans les paragenèses, en particulier la présence d'orthose dans une unité et de microcline dans l'autre, ne peut donc être expliquée par le degré métamorphique de leur toit.

La différence entre gneiss oeillés de l'Agoût et de Norre doit donc être recherchée dans la nature des terrains qui constituent leur mur.

Dans l'Agoût, les gneiss oeillés sont bordés au Nord par des anatexites leucocrates dont la paragenèse correspond à la zone la plus profonde du faciès amphibolite (A 2.3) et ces anatexites mordent sur les gneiss oeillés (→ oligo-éléments et pétrographie).

Le massif de Norre ne montre rien de semblable : la zone anatexique située dans la région Est de Mazamet est représentée par des gneiss oeillés qui prennent par endroit une texture tourbillonnaire, mais il n'apparaît pas de zone d'anatexie avec anatexite à cordiérite. M. Roques (1941) remarquait déjà que les anatexites de Norre n'ont pas du tout les mêmes caractéristiques que celles de l'Agoût, et renferment toujours muscovite, biotite et microcline. Remarquons que la partie filonienne du granite des Martys montre dans la zone de contact avec les formations de Norre (vallée de l'Arnette) des panneaux de gneiss oeillés à texture parfaitement régulière encore.

La différence dans la symétrie des feldspaths potassiques et dans les associations minérales apparaît donc liée à la nature du mur et non du toit.

L'influence de la zone d'anatexie a pu s'exercer selon deux processus vis à vis des feldspaths potassiques, soit en créant un état structural que l'on trouve modifié au Sud, soit en modifiant un état structural préexistant :

- l'originalité de composition du feldspath des yeux par rapport à celui des anatexites,
 - l'absence de gradation dans leur composition et leur caractère structural,
 - et le caractère monoclinique des feldspaths des yeux alors que le feldspath des anatexites leucocrates ne le sont pas (hypo-orthoclase),
- sont des arguments qui ne plaident pas en faveur de la première idée.

En ce qui concerne la seconde hypothèse, l'influence de la zone d'anatexie matérialisée par la disposition des isogrades définie par R.D. Schuiling, peut s'exercer dans la zone de l'Agoût selon deux processus :

- soit en modifiant un état préexistant, c'est-à-dire en provoquant la transformation en orthose d'un feldspath primitivement triclinique, mais la forme rigoureusement monoclinique, constamment observée, ne plaide pas en faveur d'une telle solution (voir conclusions d'ensemble) ;
- soit en empêchant la modification structurale d'un état préexistant par le maintien de la zone dans des conditions p.t compatibles avec la présence d'orthose, alors que dans la région située plus au Sud (Norre), l'influence thermique de la zone anatectique est suffisamment faible pour que l'inversion orthose → microcline se produise. C'est cette solution qui nous paraît la plus plausible.

On peut en déduire :

- que les gneiss oeillés correspondent à une formation qui renfermait du feldspath potassique avant le phénomène d'anatexie ;
- que celui-ci était monoclinique ;
- et que la symétrie actuellement observée est sous la dépendance des zones d'influence thermique que l'anatexie définit autour d'elle.

A l'appui de cette indépendance, on peut remarquer que dans le Massif de Norre où les gneiss oeillés ont la plus grande épaisseur, les anatexites leucocrates n'apparaissent pas et les paragenèses minérales ne s'accordent pas avec la proximité d'une telle zone ; ceci peut paraître paradoxal dans l'hypothèse d'une liaison génétique directe entre les deux formations.

Cette indépendance est confirmée par la conservation des caractéristiques géochimiques des feldspaths potassiques de chacune des deux unités en contact, et par l'existence d'anomalies dans la répartition du Rb entre minéraux coexistants.

On pourrait objecter la disposition des embréchites en couronne autour des anatexies, disposition relative qui induit une liaison génétique entre les deux, mais nous avons vu précédemment qu'on pouvait se poser le problème de la continuité de cette zone embréchitique sur le versant nord du plateau de l'Agoût les roches feldspathiques trouvées sur ce versant étant d'origines variées et n'ayant pas la même signification pétrogénétique que celles du versant Sud.

Une autre objection résidait dans les âges absolus déterminés d'après les isochrones construites à partir de résultats sur biotite, muscovite, plagioclase feldspath potassique et roche totale (M. Vachette, 1968) et qui aboutissaient à un âge plus récent pour les gneiss oeillés (≈ 280 M.A.) que pour les anatexites (≈ 320 M.A.).

Une note récente de M. Roques et M. Vachette (1970 - C.R.S.A.S., t.270, p. 275 - 278) montre que la construction d'isochrones à partir de roche totale permet de calculer un âge de 420 à 440 M.A. pour les formations oeillées, et que les âges de 280 à 300 M.A. précédemment obtenus correspondent à une remobilisation.

C - INTERPRETATION PETROGENETIQUE

L'étude minéralogique et pétrographique des gneiss oeillés et anatexites de la Montagne Noire conduit à préciser les points suivants :

1 - Il y a indépendance entre le feldspath potassique des yeux et le feldspath des anatexites leucocrates. Leurs caractères opposés, l'absence de gradation, et le maintien de leurs caractéristiques respectives lorsqu'ils se trouvent en contact, écartent l'idée d'un front métasomatique lié à l'anatexie comme processus générateur des yeux feldspathiques.

2 - La partie supérieure des formations oeillées appartient à une zone de métamorphisme incompatible avec une anatexie in situ ou avec une origine réactionnelle du feldspath potassique : celui-ci existait dans ces formations avant l'anatexie.

3 - Les feldspaths des yeux dans la zone de l'Agoût et de Norre ont une origine commune, mais ont subi une évolution différente sur le plan structural.

Leur état structural actuel est sous la dépendance des zones d'influence thermique que l'anatexie définit autour d'elle.

4 - Le développement en mégacristaux du feldspath potassique n'est pas obligatoirement direct et peut correspondre à un phénomène de recristallisation primaire aboutissant à une ségrégation localisée de matière feldspathique, par exemple lors d'une mise en place syncinématique. Néanmoins cette morphologie n'est pas due à une recristallisation liée à l'anatexie.

5 - L'état structural initial du feldspath correspondant à la morphologie oeil est monoclinique ; dans le cas de la Montagne Noire, cette symétrie ne peut correspondre qu'à une cristallisation magmatique ou migmatitique dans les conditions de l'épizone.

La conjonction de plusieurs méthodes de recherche est nécessaire pour trancher sur le problème de la genèse des gneiss oeillés de la Montagne Noire. Notre étude permet de conclure à l'existence d'une formation à feldspath potassique, antérieure au cycle hercynien et bordée au Nord par une zone d'anatexie hercynienne, qui exerce son influence sur ces roches plus anciennes.

Les caractères de gisement et des feldspaths potassiques de gneiss oeillés nous conduisent à les rapprocher de granites concordants syncinématiques, peut-être mis en place au cours des mouvements calédoniens qui affectent cette région (B. Gèze).

Les derniers résultats de géochronologie absolue sur la Montagne Noire (M. Roques et M. Vachette, 1970) s'accordent avec l'idée d'une mise en place calédonienne, mais semblent exclure que ces roches puissent provenir d'un matériel encore plus ancien remobilisé, compte tenu de la valeur faible du rapport initial $87\text{ Sr}/86\text{ Sr}_0$ trouvé pour l'homogénéisation à 420 - 440 M.A.

CHAPITRE II

HAUT-ALLIER ET CEVENNES MEDIUMES

LÉGENDE

-  *Pliocène et quaternaire (basaltes)*
-  *Oligocène (sédiments)*
-  *Stéphanien (sédiments)*

ECTINITES II

-  *Pseudo-phyllades à chlorite et séricite (plus ou moins albitisées)
Zone Y² et formations rétro-morphosées dans la zone Y²*
-  *Pseudo-embréchites à cordiérite et microline, ou à albite. Zone Y¹*

MIGMATITES II

-  *Migmatites œillées ou largement cristallines (embréchites et anatexites)*

ECTINITES I

-  *Micaschistes à deux micas* Zone Y¹
-  *Horizon à disthène* Zone Y¹
-  *Gneiss à deux micas* Zone Z²
-  *Gneiss à biotite et sillimanite
(avec ou sans cordiérite)* Zone Z¹
-  *Groupe leptyno-amphibolique brivadois* Zone Z¹

MIGMATITES I

-  *Anatexites schisteuses à sillimanite*
-  *Anatexites grenues à biotite et cordiérite*

GRANITES "antéhercyniens"

-  *Granite d'anatexie localisé*

GRANITES "hercyniens"

-  *Granites filoniens à deux micas*
-  *Granite porphyroïde de la Margeride*
-  *Granite porphyroïde de Champetières*
-  *Granite porphyroïde du Livradois (La Chaise-Dieu, St Germain-l'Herm, etc...)*
-  *Granite à deux micas de Fournols*
-  *Granite hétérogène du Velay (à nodules de cordiérite)*

-  *Failles jalonnées de mylonites ou de filons quartzeux*
-  *Failles masquées ou probables*
-  *Pendage des couches*



CARTE GEOLOGIQUE DU BASSIN DU HAUT-ALLIER

(in F.H. Forestier, 1964, pl. 3)

Les résultats concernant le bassin du Haut-Allier (Brivadois et Arc de Fix) et ceux des Cévennes médianes ont été groupés, car un certain nombre de faciès pétrographiques sont communs à ces deux régions.

Pour étayer la discussion des résultats, il a été parfois nécessaire de faire appel à des analyses complémentaires sur des faciès comparables de régions voisines, dont nous ne présenterons pas ici la géologie d'ensemble ; nous renvoyons aux ouvrages sur lesquels nous nous sommes appuyés pour le choix des prélèvements. Ce sont ceux de J. Ravier (1949) pour la haute vallée de la Dordogne, de G. Jourde (1958) pour la partie Centre-Nord de la feuille d'Ussel (Corrèze), appelée ici haute vallée du Chavanon, et de P. Tempier (1967) pour la Moyenne Dordogne.

I - PRINCIPALES UNITES GEOLOGIQUES : SITUATION ET HISTORIQUE

A - BASSIN DU HAUT-ALLIER

Le bassin du Haut-Allier (s.l.) couvre l'ensemble des terrains métamorphiques étudiés par F.H. Forestier (1961) ; la carte géologique d'ensemble présentée ici est extraite de son ouvrage. On peut distinguer grossièrement deux sous-régions :

— la région située au N.O ou région brivadoise constituée par des roches métamorphiques que F.H. Forestier attribue aux effets d'un métamorphisme et d'une migmatisation I, qu'il situe à l'infracambrien ;

— la région Est qui s'allonge du Nord au Sud, en bordure du granite du Velay, et que F.H. Forestier appelle Arc de Fix. Elle est constituée par des roches métamorphiques que ce même auteur attribue à une migmatisation II hercynienne.

1 - La région brivadoise - Outre le travail de thèse de F.H. Forestier, elle a fait l'objet d'études de détail, comme celles de S.P. Tung (1950), J. Maisonneuve (1952), J. Didier (1954) et Y. Vialette (1957). Plus récemment, des études pétrographiques et microstructurales ont été menées sur la zone de Massiac par D. Chaillou (1967) et P. Sabaté (1968). Nous rappelons ici l'essentiel de leurs conclusions.

Au point de vue structural, il existe un vaste synclinal (synclinal de St-Alyre ès Montagne) de direction NO-SE couché et déversé vers le NE ; il est bordé par l'amorce de deux anticlinaux, dont le plus développé est celui de Lempdes. Cette structure est compliquée par des replis anticlinaux, dont le plus important est celui de Massiac. D. Chaillou et P. Sabaté s'accordent pour dire que la foliation est parallèle à l'ancienne stratification. Par contre, ils sont moins affirmatifs en ce qui concerne le rapport entre foliation et zonéographie. tout en constatant qu'aucun argument particulier ne

permet de supposer l'obliquité des isogrades sur la foliation.

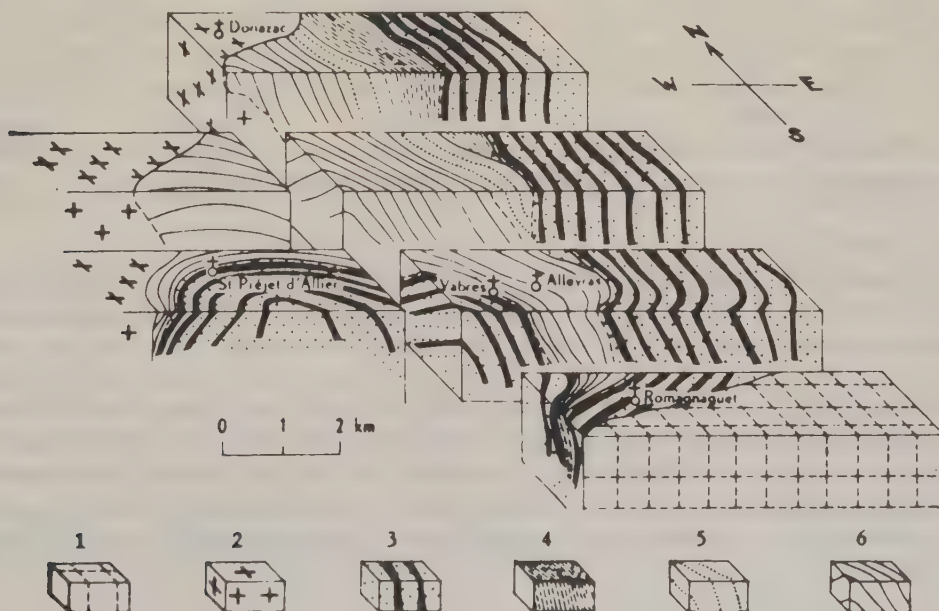
L'ensemble de la série correspond à une sédimentation géosynclinale de type volcano-sédimentaire dont la puissance totale est estimée par D. Chaillou à 16 km. Seuls les termes les plus métamorphiques de la série sont représentés (gneiss à sillimanites et migmatites).

D. Chaillou, considérant les données pétrographiques et microstructurales, conclut à l'existence d'un seul métamorphisme ; le problème d'un polymétamorphisme éventuel était en effet soulevé par la proximité de la série du Livradois méridional dont le caractère polymétamorphique a été démontré par F.H. Forestier ; de même une telle interprétation a été proposée pour le groupe de la Desges (F.H. Forestier), mais l'étude récente de S. Lemoine (1967) ne tranche pas la question.

2 - L'Arc de Fix - Il a été ainsi dénommé par F.H. Forestier ; il s'étend sur plus de 70 km du Nord au Sud et sur une épaisseur pouvant varier de 50 m au Nord jusqu'à près de 5 km au Sud. Il est essentiellement constitué de formations ocellées, et par analogie pétrographique, lui sont rattachés les niveaux ocellés de Pinols et de l'anticlinal de St-Préjet d'Allier. Comme son nom l'indique, il affecte vaguement la forme d'un arc dont la concavité, regardant vers l'Est, moule grossièrement le granite du Velay.

Les relations avec les terrains encaissants ont été étudiées par F.H. Forestier (1961) et plus récemment par S. Lemoine (1967) dans la région de l'Alleyras.

a) *La bordure occidentale* - Les relations avec les roches métamorphiques de sa bordure occidentale peuvent être résumées par le bloc diagramme suivant (in Forestier, 1961, p. 187).



— Bloc-diagramme schématisant la discordance du front des embréchites ocellées sur les limites zonéographiques des ectonites dans la région d'Alleyras.

- 1, Granite de Saint-Christophe-d'Allier. 2, Granite de la Margeride. 3, Embréchites ocellées. 4, Zone des micaschistes inférieurs. 5, Zone des gneiss supérieurs. 6, Zone des gneiss inférieurs.

S. Lemoine confirme l'obliquité du "front des migmatites" (limite occidentale des formations oeillées de l'Arc de Fix) sur les diverses zones lithologiques et métamorphiques du métamorphisme I ; il signale, en outre, que le front est discordant sur la foliation dans la région d'Aussac. Dans la région de St-Préjet, il remarque que le passage des ectinites du métamorphisme I aux migmatites oeillées se réalise rapidement : la zone intermédiaire s'étend sur 120 à 150 m d'épaisseur, et le front de feldspathisation lui-même ne représente que quelques mètres.

Pour ces auteurs (F.H. Forestier et S. Lemoine), les migmatites oeillées de l'Arc de Fix sont postérieures aux ectinites I qui étaient déjà plissées lors de la migmatisation ; deux cycles métamorphiques se succèdent dans cette région, le deuxième ayant donné naissance aux migmatites de type II de l'Arc de Fix.

Là n'est pas la seule interprétation possible. C'est ainsi que Demay (1932) propose une superposition tectonique (nappes cévenoles) des gneiss oeillés sur des gneiss granitisés redressés. Plus récemment A. Weissbrod (1962) interprète les gneiss oeillés comme partie intégrante d'une série volcano-sédimentaire dont ils représenteraient la base transgressive sur un socle plus ancien ; cette série aurait été métamorphisée, plissée, granitisée durant le cycle hercynien.

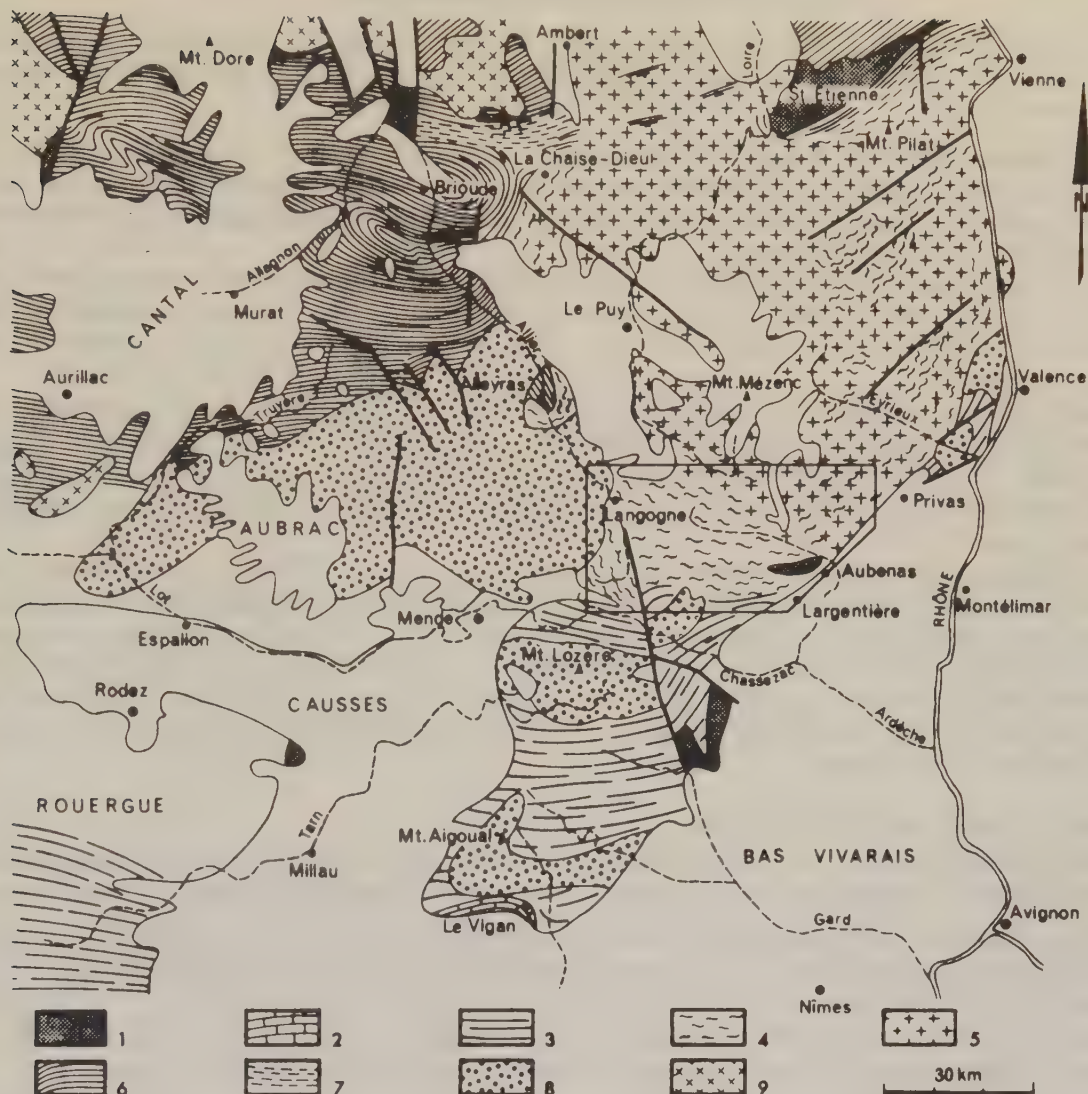
b) La bordure orientale - Sur sa bordure orientale, l'Arc de Fix jouxte le granite du Velay - Vivarais. Dans la région étudiée par F.H. Forestier, les contacts sont seulement observables dans la partie méridionale. Cet auteur remarque qu'en se déplaçant le long de l'Arc, du N vers le S et le SE, les migmatites oeillées augmentent d'épaisseur et se différencient en zones de texture et composition minéralogique différentes. Cet auteur en déduit que la granitisation vellave est discordante sur les limites zonéographiques des migmatites oeillées, et qu'une certaine indépendance génétique existe entre le granite du Velay et les migmatites oeillées, bien que le granite à cordiérite n'ait jamais de caractère intrusif vis à vis de celles-ci.

A. Weissbrod a démontré depuis, dans la région de Thueyts (1962) l'indépendance du granite du Velay et des migmatites oeillées.

B - CEVENNES MEDIANES

Les Cévennes médianes représentent la continuation du Haut-Allier en ce qui concerne les faciès migmatitiques de l'Arc de Fix et nous n'avons considéré cette région que pour compléter nos résultats sur le Haut-Allier. Les travaux qui la concernent sont peu abondants jusqu'en 1957 et portent essentiellement sur la tectonique (A. Demay). A cette date paraît une étude détaillée des roches cristallines des Cévennes médianes, à hauteur de Largentière, par Q.A. Palm, ouvrage qui a servi de guide à nos prélèvements.

Nous empruntons à la note récente de A. Weissbrod (1967) le plan de situation géologique ci-dessous, ainsi que les principaux traits généraux de cette région.



Plan de situation géologique des Cévennes médianes.

1 : Bassins houillers. — 2 : Paléozoïque non métamorphique du Vigan. — 3 : Schistes des Cévennes et de l'Albigeois. — 4 : Série ardéchoise. — 5 : Migmatites et granites du Velay. — 6 : Formations du Haut-Allier et du Lyonnais. — 7 : Formations précédentes rétrotransformées. — 8 : Granites porphyroïdes circonscrits. — 9 : Granites divers. (in A. Weissbrod, 1967).

D'après cet auteur, "on distingue dans le socle (métamorphisme de type "basse pression" à andalousite et sillimanite) deux grands domaines, séparés localement par le granite syncinématique de Rocles" :

— Au Sud, la *Série cévenole*, constituée par les schistes des Cévennes. Le métamorphisme y est épizonal et mésozonal.

— Au Nord, la *Série ardéchoise* qui appartient au domaine métamorphique catazonal et qui seule nous intéresse ici. Elle comprend de haut en bas,

lithologiquement et stratigraphiquement micaschistes et gneiss, leptynites et gneiss oeillés, avec des intercalations d'amphibolites, quartzites, skarns et vagnérites.

Le métamorphisme catazonal se termine par une importante mobilisation régionale aboutissant à la formation de migmatites et du granite à bords diffus du Velay, auquel on peut rattacher les granites tardimigmatitiques des Quatre Vios et du Tanargue.

On peut suivre l'évolution de la granitisation vellave dans tous les types de roches de la série catazonale ; il s'agit donc d'un phénomène qui affecte d'une façon discordante des formations déjà métamorphisées et en partie plissées.

La structure générale des Cévennes médianes (formations catazonales du bassin de l'Ardèche) s'oriente selon une direction O.E ; un récent article F. Arthaud - M. Mattauer et Ph. Matte (1969) attribue cette direction à une phase tectonique tardive liée aux granites, alors que la phase principale majeure serait N.S.

Le dôme migmatitique principal du Velay, dont la limite supérieure est subhorizontale plonge doucement vers le S.W, comme le démontre la réapparition du faciès plus à l'Ouest. Mais migmatites et granites affleurent plus au Sud suivant trois anticlinaux faillés, d'autant plus dissymétriques et déversés vers le Nord qu'ils sont méridionaux : anticlinal de l'Ardèche, du Tanargue et de la Série de Valgorge ; ces deux derniers occupent la zone étudiée par Q.A. Palm.

C - PRINCIPAUX FACIES ETUDIES

Dans le Brivadois et les régions limitrophes appartenant au domaine du métamorphisme I antécalédonien, ont été considérés deux types de roches :

- les roches d'origine pélitique, représentées par les anatexites à cordiérite de type Aubusson, les anatexites schisteuses à sillimanite et les gneiss à sillimanite ;
- et les faciès leptyniques (s.l.) et amygdalaires présents en divers niveaux interstratifiés dans les formations d'origine pélitique.

Dans l'Arc de Fix dont les formations se rattachent à celles des Cévennes médianes, ont été envisagés trois faciès :

- les gneiss oeillés qui constituent la majeure partie de cette région et se situent à la bordure occidentale de celle-ci, où ils se trouvent en contact avec la série métamorphique du métamorphisme I ;
- les anatexites leucocrates liées à la migmatisation vellave qui apparaissent au Sud de Coucourn et se développent surtout dans les Cévennes médianes, et dont la cristallisation se rattache probablement au cycle hercynien ;
- et les anatexites à gros grain qui, par bien des aspects, se rattachent aux gneiss oeillés et qui se trouvent selon une épaisseur variable, entre les gneiss oeillés à l'Ouest et les anatexites leucocrates à l'Est.

Les caractères de quelques faciès particuliers d'extension plus restreinte ne seront envisagés qu'au moment de l'étude des feldspaths potassiques.

II - CARACTERES PETROGRAPHIQUES ET CHIMIQUES DES PRINCIPAUX FACIES A FELDSPATHS POTASSIQUES

Les différents faciès ont été envisagés successivement pour définir leurs caractéristiques pétrographiques et chimiques. A cet effet, nous avons utilisé les nombreuses analyses fournies par les travaux antérieurs ; nous les avons synthétisées sous forme de quelques diagrammes pour préciser le degré métamorphique des terrains et éclairer la signification relative de la phase feldspath potassique dans les différents faciès.

A - ROCHES METAMORPHIQUES D'ORIGINE PELITIQUE

1 - Caractères pétrographiques - Ces caractères seront envisagés succinctement pour les trois principaux types rencontrés dans la série de l'Allagnon (région brivadoise) ; ces caractères se révèlent constants pour toutes les formations analogues du Massif Central français.

a) - *Anatexites grenues à cordiérite type Aubusson.* - La moyenne de 7 compositions modales (S.P. Tung et D. Chaillou) est la suivante :

Quartz	30 %	Muscovite	7,1 %
Orthose	13,9 %	Séricite	(
Plagioclase An 22.	19,3 %	Sillimanite	1 %
Cordiérite	12,2 %	Divers	0,7 %
Biotite	15.8 %		

La comparaison d'analyses modales sur divers échantillons montre que si la teneur en quartz est à peu près constante ($\approx 30\%$), celle du feldspath potassique peut varier de 6 % à 21 % et celle de la cordiérite de 4 % à 24 %. Cette dernière, visible à l'oeil nu, se présente sous forme de plages à contours quelconques, souvent altérée en pinite ; elle est très clairement associée à la biotite qui fait figure de minéral ancien. Le feldspath potassique est poecilitique et perthitique en films.

b) - *Anatexites schisteuses à sillimanite.* - Elles se situent au toit des anatexites grenues à cordiérite et passent à leur sommet, à des gneiss à biotite et sillimanite. Des analyses modales réalisées par divers auteurs (S.P. Tung, J. Maisonneuve et D. Chaillou), on peut conclure à la variabilité de composition de cette formation notamment pour la cordiérite et la sillimanite : cordiérite, de 0 à 15,2 % et sillimanite, de 0,6 à 19,3 %.

Par contre le feldspath potassique est toujours rare : de 1,8 à 11 %. Le plagioclase est sensiblement de même composition que dans le faciès précédent : An 24 à An 26.

c) - *Gneiss à sillimanite et biotite.* - Comme dans les deux faciès précédents, et plus encore, le feldspath potassique est très rare. Le plagioclase a une composition variant de An 22 à An 33 selon les gisements.

La sillimanite en films et paquets flexueux est liée à la biotite ou à des fantômes de muscovite, et se trouve inégalement répartie ; la composition

modale moyenne établie par D. Chaillou est :

Quartz	37,2 %	Sillimanite	3,9 %
Orthose	3,9 %	Grenat	0,1 %
Plagioclase ...	35,0 %	Divers	0,6 %
Biotite	23,3 %		

F.H. Forestier (1964, p. 41) propose la composition originelle suivante :

Minéraux argileux	55 %
Quartz	40 %
Calcite	1 %
Minerais	4 %

et en conclut que ce faciès se place dans la catégorie des sédiments argilo-gréseux.

2 - Caractères chimiques - Les compositions chimiques fournies par la bibliographie sont nombreuses et permettent une étude de synthèse.

ANALYSES CHIMIQUES DES ROCHES METAMORPHIQUES D'ORIGINE PELITIQUE.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	72,70	66,80	68,35	66,15	65,15	65,60	63,80	66,65	67,50
Al ₂ O ₃	13,25	17,10	16,00	16,41	18,60	17,20	17,85	16,75	16,80
Fe ₂ O ₃	1,20	0,85	0,15	1,46	2,35	1,80	2,70	1,65	1,25
FeO	2,15	4,05	3,05	3,40	3,60	3,95	3,40	3,70	3,70
MgO	2,75	2,50	2,85	2,10	2,40	2,40	2,75	2,05	2,40
CaO	1,50	0,85	2,25	0,40	0,65	1,05	1,05	1,60	1,20
Na ₂ O	2,30	2,30	3,15	1,43	1,70	2,60	1,20	3,60	3,25
K ₂ O	1,70	3,15	2,85	4,36	2,35	2,65	2,45	1,90	1,80
TiO ₂	0,70	0,60	0,35	0,95	0,40	0,65	0,65	0,65	0,65
P ₂ O ₅	0,15	0,30	0,15	-	0,10	0,20	0,35	0,30	0,30
MnO	0,05	tr	0,05	0,08	0,05	tr	0,10	0,05	0,05
H ₂ O ⁺	1,45	1,50	0,75	2,50	2,35	1,50	3,10	1,10	1,40
H ₂ O ⁻	0,15	0,15	0,15	0,45	0,10	0,35	0,35	0,10	0,10
Somme	100,05	100,15	100,10	99,69	99,80	99,95	99,75	100,10	100,30

- 1 - Gneiss à biotite et sillimanite au N de Blesle, in D. Chaillou, p. 39, An 2049.
- 2 - Anatexite schisteuse à sillimanite, in Chaillou, p. 68, An 1292.
- 3 - Gneiss à biotite et sillimanite - Pont d'Arcueil (in Chaillou, p. 39) An 2050.
- 4 - Gneiss à biotite et sillimanite - Vassejoux - (in F.H. Forestier, p. 42), An 38.
- 5 - Gneiss à biotite et sillimanite - Cessac près St-Illpize - (in F.H. Forestier, p. 44), An 1^{re}.
- 6 - Gneiss à biotite et sillimanite - Le Villard - (in F.H. Forestier, p. 196)

- 7 - Anatexite à sillimanite type Lanau - Allagnon - méthode de prélèvement statistique, in Chaillou, D CH 136, p. 68, An 3674.
 8 - Gneiss à biotite, sillimanite et cordiérite d'Alleyras à St-Préjet (in F.H. Forestier, p. 177), An 1069.
 9 - Gneiss à 2 micas, Gourlong (in F.H. Forestier), An 1068.

	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
SiO ₂	80,45	67,90	77,40	65,81	65,11	66,65	68,82	66,95	61,40	50,76
Al ₂ O ₃	9,05	15,85	11,35	17,13	19,23	16,75	18,07	16,45	19,05	25,00
Fe ₂ O ₃	1,25	1,20	1,90	1,47	0,75	1,65	0,19	1,40	1,45	0,20
FeO	1,40	3,40	1,35	3,96	4,53	3,70	3,61	3,50	5,05	8,92
MgO	1,80	2,60	1,20	2,57	2,04	2,05	1,78	2,65	3,40	4,45
CaO	0,80	0,80	0,55	1,16	0,80	1,60	1,05	1,85	1,25	0,39
Na ₂ O	1,30	2,50	1,65	2,91	0,75	3,60	0,49	1,75	2,60	0,87
K ₂ O	2,60	2,95	2,30	2,47	3,22	1,90	3,34	2,45	3,05	6,09
TiO ₂	0,30	0,65	0,50	0,66	0,60	0,65	0,53	0,55	0,70	0,69
P ₂ O ₅	tr	0,30	0,10	0,26	nd	0,30	0,19	0,15	0,20	0,07
MnO	0,05	0,05	tr	0,05	0,06	0,05	0,07	0,10	0,10	0,11
H ₂ O ⁺	1,25	1,65	1,60	1,46	2,35	1,10	1,45	2,00	1,65	3,04
H ₂ O ⁻	0,00	0,15	0,10	0,21	0,36	0,10	0,42	0,25	0,35	0,34
Somme	100,25	100,00	100,00	100,12	100,01	100,10	100,01	100,05	100,25	100,92

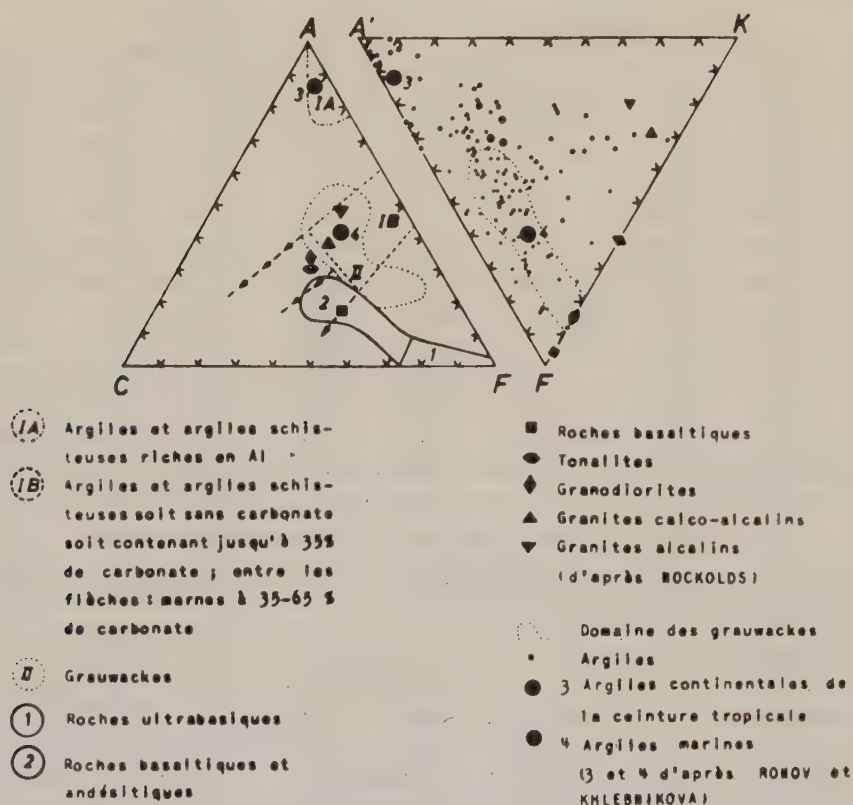
- 10 - Gneiss à 2 micas quartziteux (in Lemoine p. 17), An 2797. D.33, descente sur Pont d'Alleyras.
 11 - Micaschiste leptynique à biotite et muscovite (in Didier, p. 189) Lachaud Curmilhac. An 24, in F.H. Forestier p.175), An 1058.
 12 - Micaschiste à 2 micas (in Lemoine p.14) An 2795. Rohegude.
 13 - Moyenne des ectinites du Haut-Allier (in J. Didier, p. 175).
 14 - Moyenne de deux anatexites grenues à cordiérite (avec sillimanite) le long de la route RN.9 à 2,8 km de Lempdes en allant vers Massiac (An 113 et 553 in Tung), in F.H. Forestier p.68 - An 9.
 15 - Gneiss à biotite et sillimanite et cordiérite (in F.H. Forestier, p.196 An 39-E), An 1069.
 16 - Anatexite à cordiérite et sillimanite. RN.9, 2,8 km de Lempdes (An 113, in Tung, p.19).
 17 - Anatexites à cordiérite entre Lempdes et Léotoing (Allagnon). Prélèvement statistique (in Chaillou, p.77). An 3675.
 18 - Gneiss à biotite tendance leptynique (in J. Didier, p. 189). An 1086.
 19 - Gneiss riche en biotite (in Tung, p. 44).

La composition chimique a été considérée dans un triple but :

- nature originelle des faciès pélitiques,
- détermination du degré de métamorphisme,
- signification de la phase feldspath potassique.

Pour ce faire, les analyses peuvent être synthétisées à l'aide de deux systèmes de représentation.

a) *Composition globale et origine.* - La méthode de calcul utilise le nombre de molécules, ce qui permet de comparer directement les points obtenus fig.23 avec le diagramme ci-dessous ACF et A'KF, proposé par H.G.F. Winkler (1965, fig.8, p. 50)



Composition chimique de différentes roches magmatiques et sédimentaires portées sur un diagramme ACF et A'FK. Noter la variation considérable des valeurs K des argiles sur le diagramme A'FK. (S.R. NOCKOLDS (1954) : Bull. Geol. Amer. 66, 1007-1032) (A.B. RONOY et Z.V. KHEBNIKOVA (1957) : Geochemistry No.6, 527-552).

La projection des points de composition fig.23 montre :

- que dans le triangle A'KF, l'aire occupée est commune aux argiles et grauwackes ;
- et que dans le triangle ACF, l'aire occupée est distincte de celle des grauwackes et correspond uniquement à celle des argiles et argiles schisteuses. C'est donc cette dernière origine qui sera retenue.

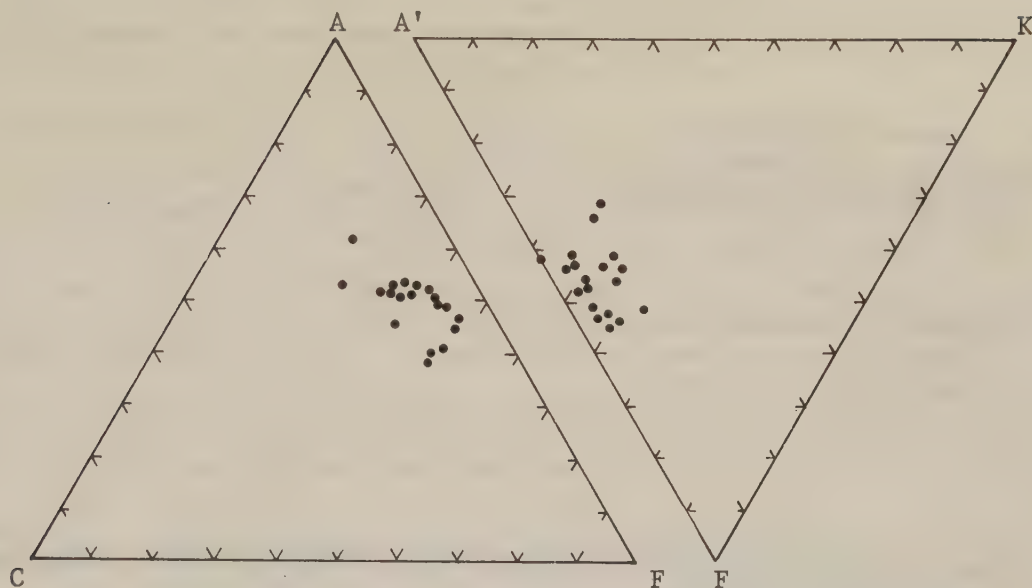


Fig. 23.- Composition ACF - A'KF des roches d'origine pélitique.

b) *Degré métamorphique et paragenèses minérales.* - La construction précédente réunit des roches métamorphiques à paragenèses variées, depuis des micaschistes à biotite et muscovite jusqu'à des anatexites type Aubusson.

— Cette représentation fait apparaître clairement que le métamorphisme est ici topochimique : les points représentatifs occupent la même aire qu'il s'agisse de gneiss à deux micas ou d'anatexites à cordiérite, donc quelles que soient les associations minérales correspondantes (fig. 23).

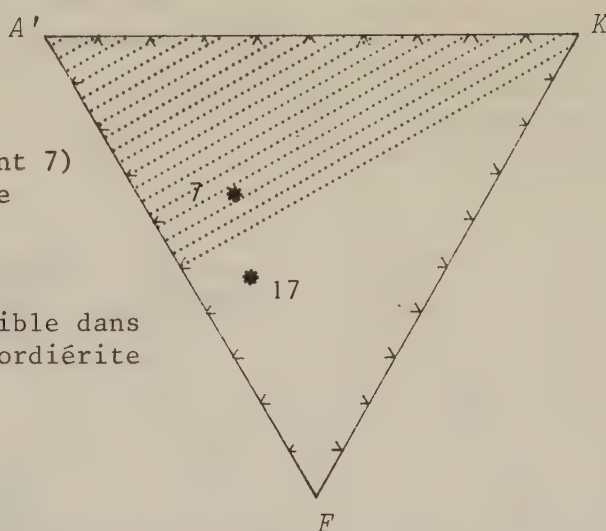
— Pour les roches précédemment étudiées, on peut donc préciser le degré métamorphique atteint et le faciès du métamorphisme.

- La paragenèse des terrains les plus transformés, c'est-à-dire cordiérite - feldspath potassique - biotite - correspond à la base de l'amphibolite facies, dans un faciès de métamorphisme de basse à moyenne pression, c'est-à-dire jusqu'à 6 kilobars environ, d'après H.G.F. Winkler ; ceci est parfaitement cohérent avec l'épaisseur estimée des formations métamorphiques dans le Massif Central français.

- Les anatexites schisteuses à sillimanite (dans lesquelles on trouve également de la cordiérite) correspondent à un degré de métamorphisme analogue ; elles diffèrent, en effet, des anatexites à cordiérite essentiellement par leur composition chimique et cette différence les situe dans le champ à sillimanite exprimée, dans la partie la plus profonde de l'amphibolite facies (fig. 24).

Fig.24.- Composition A'KF des anatexites à sillimanite (point 7) et des anatexites à cordiérite (point 17).

..... Champ à sillimanite possible dans l'amphibolite facies à cordiérite (subfaciès A - 2 - 3).



c) *Signification de la phase feldspath potassique.* - Deux diagrammes attestent cette signification.

— La représentation A'KF montre clairement que dans les faciès péliteiques, le feldspath potassique ne peut exister en équilibre que dans les conditions métamorphiques de la base de l'amphibolite facies ; il est d'origine réactionnelle, et les minéraux qui lui sont associés - cordiérite et sillimanite - témoignent des conditions thermodynamiques qui ont présidé à la cristallisation.

— Le diagramme triangulaire FeO+MgO - Na₂O-K₂O (fig.25) illustre également cette origine. Les roches d'origine péliteique ne se projettent pas dans le domaine de compositions compatibles avec la présence simultanée de feldspath potassique et de biotite (la biotite étant supposée le seul minéral ferromagnésien présent), domaine où MgO+FeO/K₂O est supérieur à 3. Pour de telles compositions, le feldspath potassique lorsqu'il existe, ne peut être que réactionnel.

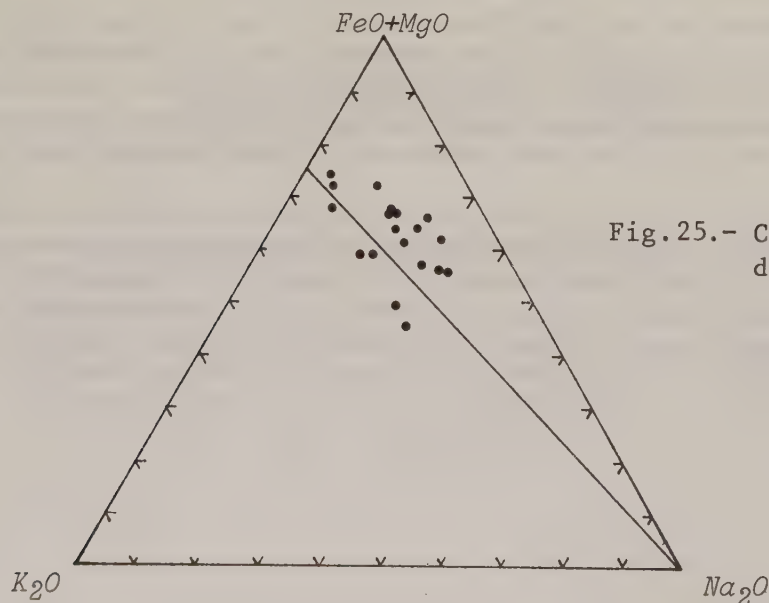


Fig.25.- Composition des roches d'origine péliteique.

La variation essentielle au sein du faciès porte sur le rapport K_2O/Na_2O qui est d'autant plus élevé que $FeO+MgO$ est grand, ce qui est normal puisque K_2O et $FeO+MgO$ sont liés au sein du minéral biotite.

B - FACIES LEPTYNIQUES (s.l.) ET AMYGDALAIRES DU BRIVADOIS

1 - Travaux antérieurs - Ces formations ont fait l'objet récemment d'études pétrographique, chimique et cartographique détaillées par D. Chaillou (1967) et P. Sabaté (1968). Nous n'en rappellerons que les conclusions.

Ces faciès ont été désignés sous des noms divers : embréchites oeillées, rubanées, ortholeptynites, etc... par les auteurs antérieurs. D. Chaillou en distingue deux types :

a) *Les ortholeptynites*. - Elles constituent plusieurs niveaux concordants avec la schistosité. Il s'agit d'anciennes coulées ou sills de rhyolites ou de tufs. La moyenne des analyses modales (in Chaillou) est la suivante :

Quartz.....	34 %	Biotite	9,8 %
Feldspath potassique..	19,8 %	Sillimanite	1 %
Plagioclase An 27.....	32,8 %	Grenat	0,5 %
Myrmékite	1,2 %	Divers	0,9 %

Le feldspath potassique est perthitique en film et poecilitique.

b) *Les gneiss leptyniques*. - Ils dérivent de tufs rhyolitiques remaniés en milieu argileux. Leur composition modale moyenne est la suivante :

Quartz	35,2 %	Biotite	17,3 %
Feldspath potassique .	25,4 %	Divers	0,8 %
Plagioclase An 31	21,3 %		

La différence essentielle entre les deux faciès porte sur la quantité de biotite. Le feldspath potassique est aussi perthitique en film et poecilitique. Quel que soit le faciès, la phase feldspath potassique fait partie intégrante de la série métamorphique et ne représente pas un matériel d'apport.

2 - Composition chimique - A quelques analyses nouvelles, nous avons ajouté les analyses chimiques des travaux cités plus haut pour essayer de préciser l'origine de ces leptynites (s.l.) et la signification des feldspaths potassiques.

ANALYSES CHIMIQUES DE LEPTYNITES (s.1.)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	73,00	67,20	70,45	70,40	72,00	71,00	65,50	74,35	75,25	75,70
Al ₂ O ₃	14,50	16,65	13,85	14,50	14,90	14,10	14,95	14,85	12,35	12,25
Fe ₂ O ₃	0,70	0,80	1,65	1,00	1,25	1,50	1,55	0,50	1,10	1,20
FeO	1,80	3,30	1,70	1,85	1,20	1,80	4,30	1,35	0,85	1,80
MgO	1,30	1,90	1,50	1,90	1,20	1,35	1,65	0,55	1,25	1,95
CaO	0,85	2,20	1,95	1,95	1,10	1,55	2,20	0,55	1,25	0,75
Na ₂ O	3,05	3,80	2,90	3,40	2,80	2,85	3,25	2,80	2,85	2,20
K ₂ O	3,00	3,10	4,35	3,50	4,75	4,35	3,80	3,65	4,00	2,75
TiO ₂	0,35	0,45	0,45	0,35	0,35	0,45	0,90	0,15	0,30	0,30
P ₂ O ₅	0,20	0,05	0,45	0,35	0,15	0,20	0,10	tr	0,40	tr
MnO	0,05	0,05	0,05	0,05	tr	0,05	-	tr	0,05	tr
H ₂ O ⁺	0,55	0,40	0,65	0,80	0,80	0,75	1,25	0,25	0,45	0,60
H ₂ O ⁻	0,20	0,20	0,10	0,25	0,10	0,15	0,10	0,15	0,10	0,00
Somme	99,55	100,10	99,95	100,30	100,60	100,10	99,65	99,15	100,20	99,50

	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	67,25	67,70	83,80	68,60	66,50	73,15	66,05	68,50	74,30	74,75
Al ₂ O ₃	17,20	15,60	7,80	15,00	18,40	13,50	16,05	14,95	11,90	12,80
Fe ₂ O ₃	0,85	1,45	1,45	1,65	0,65	0,70	0,85	0,75	1,35	1,10
FeO	3,30	2,80	0,60	2,40	3,75	1,15	3,50	2,80	1,45	0,95
MgO	1,05	1,60	0,25	1,95	0,30	1,10	2,25	2,65	1,15	0,80
CaO	2,40	3,10	1,00	1,80	3,20	1,30	3,55	2,75	1,40	0,95
Na ₂ O	3,40	3,30	1,30	2,80	3,35	3,00	2,90	3,00	3,05	2,95
K ₂ O	3,20	1,85	2,75	3,40	2,85	4,20	2,50	2,90	4,35	4,35
TiO ₂	0,40	0,50	0,45	0,60	0,45	0,25	0,50	0,50	0,35	0,20
P ₂ O ₅	nd	0,15	nd	0,15	0,20	0,70	0,50	0,45	0,30	0,40
MnO	0,05	0,05	0,45	0,05	0,05	0,05	0,10	0,10	tr	-
H ₂ O ⁺	0,30	1,10	0,45	1,45	0,70	0,80	0,75	0,60	0,60	0,65
H ₂ O ⁻	0,10	0,10	0,10	0,15	0,15	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00
Somme	99,50	99,30	99,95	100,00	100,55	100,00	99,50	99,95	100,20	99,90

- 1 - Leptynite à biotite près La Chassagne - E. de St-Beauzire (H.L.) (in F.H. Forestier, p. 49), An 1131.
- 2 - Leptynite à biotite entre Blesle et Anzat - prélèvement statistique - (in F.H. Forestier, p. 49 An A), An 1185.
- 3 - Gneiss leptynique - prélèvement statistique - Sargues - Le Poux (in P. Sabaté, p. 27), An 4365.
- 4 - Gneiss leptynique - prélèvement statistique - Le long D.52 de la Coste à Vernines, en passant par Mercoeur (in P. Sabaté, p.27), An 4377.

- 5 - Leptynite - prélèvement statistique - Carrière du Pont de la Rongasse (in P. Sabaté), An 4355.
- 6 - Leptynite - prélèvement statistique - Suc de Luzer près St-Mary le Plain (in P. Sabaté), An 4354.
- 7 - Leptynite à biotite - D 19 b - Montgon Boisseuges, 850 m au N Montgon (in F.H. Forestier, p.44), An 1099.
- 8 - Gneiss leucocrate La Filature - Chambon le Château (in Lemoine, p.46) An 3169.
- 9 - Leptynite à grenat et sillimanite - Route du Valbeleix à La Chavade DCH 142 (in D. Chaillou, p. 103), An 4021.
- 10 - Leptynite - Bord de la départementale 9 - Teret par Blesle (H.L.) (in D. Chaillou, p. 103) An 2048.
- 11 - Gneiss leptynique - St-Alyre ès Montagne (63) (in Y. Vialette 1956, p.61), An 558.
- 12 - Anatexites type Vauclair - prélèvement statistique le long N.588 depuis carrefour de la Chapelle Vauclair : virage lieu-dit La Grange (in D. Chaillou, p.84), An 3688.
- 13 - Anatexite grenue leucocrate (2 km E de Besse-en-Chandesse) (in Y. Vialette), An 556.
- 14 - Migmatite leptynique - Prélèvement statistique Aurouze - Molompize (15) (in P. Sabaté), An 4357.
- 15 - Migmatite leptynique - Prélèvement statistique - Bois des Soeurs près Vazeilles (43) (in P. Sabaté), An 4356.
- 16 - Anatexite leptynique (carrière SW Combrailles sur N.687 entre Montaurier et St-Etienne des Champs) Ech. CH 1, An 3896 - S. Couturié.
- 17 - Anatexite à biotite (carrière de Villesbroux N.687 entre Lastic et Bourg-Lastic).Ech. CH 2, An 3895 - S. Couturié.
- 18 - Anatexite à biotite (carrière de Montelbouillouc au N de Feyt). Ech.CH 3 An 3897 - S. Couturié.
- 19 - Leptynite - N.122, 300 m au S de Manaranche. Ech. Ra 3, An 4053 - S. Couturié.
- 20 - Leptynite embrêchitique (200 m au S de Massanges près Méjanesse). Ech. Ra 5, An 4052 - S. Couturié.

a) *Matériel origine.* - Deux représentations ont été adoptées.

— Les points de composition moyenne des principaux matériaux origine possible ont été reportés sur un diagramme A'KF. Ces compositions moyennes ont été définies par P. Davoine par calcul à partir de 33 échantillons de chacun des types de roches (in Davoine 1969, p. 60) :

	A	B	C	D	
A-Rhyolites	SiO ₂	71,99	64,43	74,12	74,30
	Al ₂ O ₃	13,65	16,50	10,81	13,04
B-Dacites	Fe ₂ O ₃	1,64	2,69	1,34	1,14
	FeO	0,85	2,25	1,42	1,33
	MgO	0,35	1,66	1,12	0,80
	CaO	0,99	4,51	1,48	1,30
	Na ₂ O	2,79	3,65	2,27	3,35
	K ₂ O	5,61	1,99	3,22	3,06

C-Arkoses

D-Leptynite

Sur ce diagramme, nous avons placé également les points de composition correspondant aux leptynites étudiées (fig. 26).

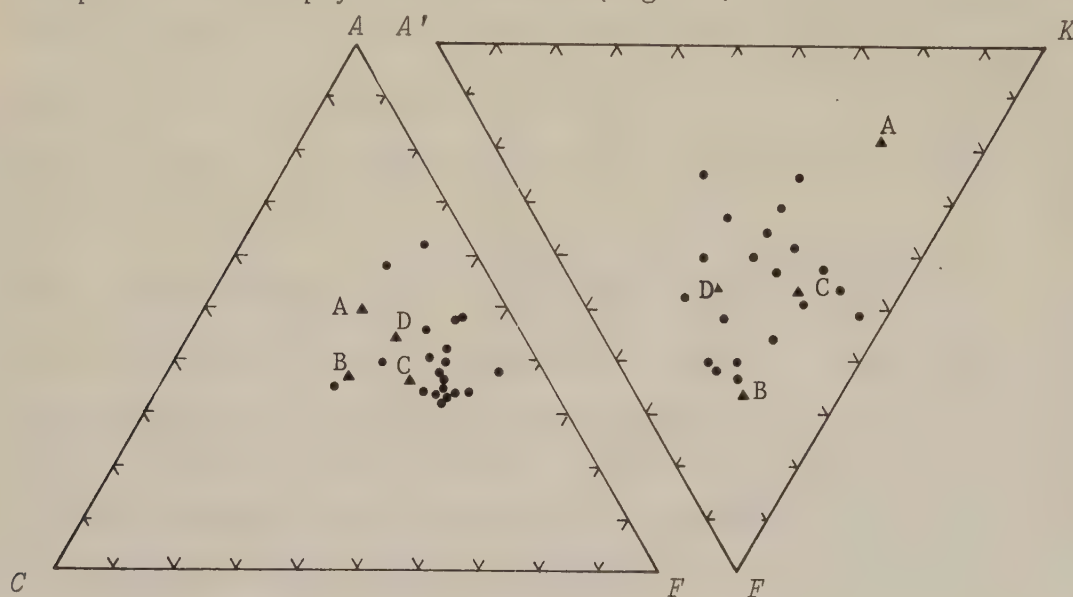


Fig. 26.- Composition ACF - A'KF des leptynites (s.l.) et des matériaux origine possibles.

A - rhyolite

C - Arkose

B - dacite

D - Leptynite (para)

La moyenne des points s'écarte de la composition rhyolite et la plus grande densité d'entre eux correspond au domaine arkose - leptynite para. Néanmoins, il faut remarquer que les compositions sont assez variées, et que l'aire de dispersion est beaucoup plus grande que pour les roches d'origine pélitique ou les faciès ocellés.

— Nous avons schématisé sur un diagramme (fig. 27), les champs de composition proposés par P. Davoine (1969) en fonction de CaO et $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, pour différents types de leptynites et les points représentatifs des formations leptyniques ou amygdalaires pauvres en Fe-Mg ont été reportés dessus (fig. 27).

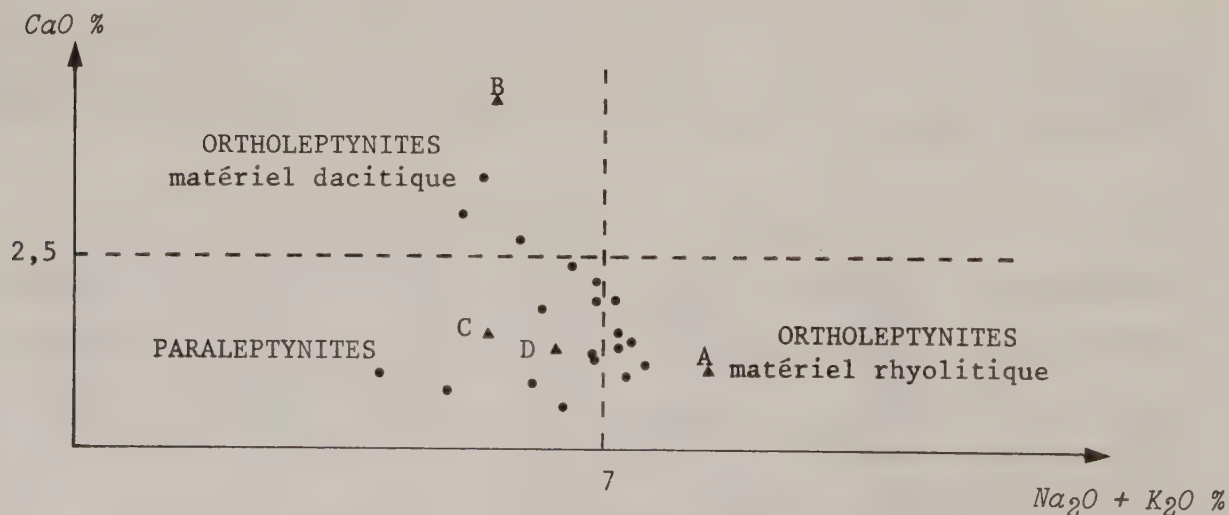


Fig. 27.- Composition des leptynites (s.l.), A, B, C, D ont même signification que sur la figure précédente.

— Certaines compositions se situent nettement dans un des domaines ainsi illustrés : les leptynites anatexiques de Besse appartiennent ainsi indiscutablement au domaine des paraleptynites, alors que celles de Vauclair ont une composition dacitique.

— Mais la majorité des points représentatifs se situe en fait dans une zone limitrophe des domaines ortho et paraleptynites. Peut-on voir là l'expression d'une origine volcano-sédimentaire pour la plupart des leptynites ? Nous verrons ultérieurement que les caractéristiques oligoélémentaires des feldspaths potassiques de leptynites sont différentes dans les leptynites dont le point de composition se projette dans l'un ou l'autre de ces domaines.

b) Signification du feldspath potassique.— Les diagrammes A'KF (fig. 26) et FeO+MgO, Na₂O, K₂O (fig. 28) montrent clairement que le feldspath potassique n'est pas réactionnel : il représente une phase possible quel que soit le niveau métamorphique considéré.

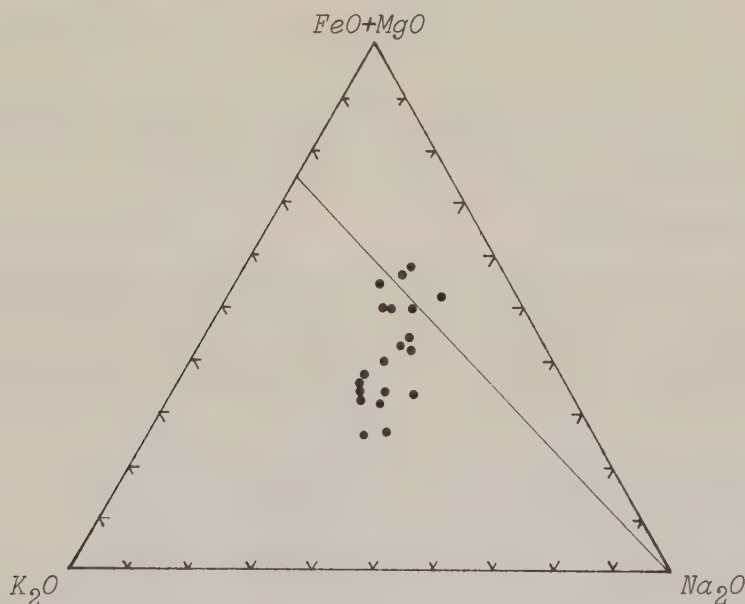


Fig. 28.- Composition des leptynites s.l.

Le diagramme FeO+MgO, Na₂O, K₂O montre en outre que la variation chimique essentielle au sein du groupe porte sur la teneur FeO+MgO : celle-ci varie sans que le rapport K₂O/Na₂O soit altéré puisqu'il reste en moyenne proche de 1. Le degré métamorphique des terrains où se trouvent interstratifiés les niveaux leptyniques, correspond à la base de l'amphibolite facies (§ A) ; les caractéristiques des feldspaths potassiques des leptynites sont donc liées à ces conditions thermodynamiques.

C - LES GNEISS OEILLES ET ANATEXITES LARGEMENT CRISTALLISEES

Ces dernières ont été ainsi désignées par F.H. Forestier pour les distinguer des anatexites faciès Aubusson, dont elles diffèrent totalement. Les gneiss oeillés et anatexites largement cristallines sont étroitement liés tant du point de vue pétrographique que gisement. Leurs caractères distinctifs essentiels sont les suivants :

— Sur le plan pétrographique, les gneiss oeillés présentent une schistosité assez marquée, alors que les lits micacés deviennent discontinus et plissotés dans les anatexites.

— Bien que ces deux faciès passent de l'un à l'autre, leur répartition globale est différente :

- le faciès anatexite occupe toujours une position intercalaire entre les gneiss oeillés et le granite du Velay et formations congénères. Il représente en quelque sorte la partie la plus profonde de l'unité oeillée de l'Arc de Fix et des Cévennes médianes ;

- l'épaisseur du faciès anatexite varie du N au S ; absent au N, son extension maximum se situe au Sud dans la région Mazan - Lanarce.

Cette distinction dans la parenté est symbolisée par la désignation G₁ et G₂ qu'utilise A. Weissbrod à propos des gneiss oeillés et des anatexites largement cristallines (1967).

1 - Caractères pétrographiques

a) *Composition modale et points particuliers.* - Les gneiss oeillés présentent une foliation nette marquée par des lits phylliteux à peu près continus mais cependant déformés par les macrocristaux feldspathiques. Il n'y a pas de linéation visible. La structure est généralement à cloisons. Les minéraux constitutifs essentiels sont :

Quartz	Sillimanite
Feldspath potassique	Apatite
Oligoclase (An 15-20)	Zircon
Biotite	Magnétite
Muscovite (rare)	Grenat

La moyenne des analyses modales réalisées sur ce faciès par S. Lemoine (1967) donne la composition minéralogique suivante :

Quartz	31,9 %	Muscovite	1,5 %
Feldspath potassique.	35,4 %	Sillimanite ..	0,4 %
Plagioclase (An 16) ..	22,0 %	Apatite	0,2 %
Myrmékite	0,6 %	Zircon	tr
Biotite	8,0 %		

Quelques points particuliers en lame mince méritent attention.

1°) Existence de deux types morphologiques de feldspaths potassiques :

— les mégacristaux, comme leur nom l'indique, peuvent être de grande taille mais généralement sont assez mal individualisés par rapport à l'ensemble de la roche ; en moyenne, ils ont une longueur de 3 cm dans leur plus grande dimension ; ils sont toujours naclés selon la loi de Carlsbad et perthi-

tiques en taches. La phase plagioclasique de la perthite montre des macles polysynthétiques selon la loi de l'albite. Ils renferment en outre diverses inclusions, du même type que celles décrites à propos des yeux feldspathiques de la Montagne Noire, c'est-à-dire biotite entourée d'une couronne de muscovite, quartz et plagioclases plus ou moins automorphes dont la bordure albitique est corrodée. Les phases plagioclasiques de la perthite ou des inclusions sont très souvent séricitisées. Leurs angles d'axes mesurés par conoscopie et méthode classique oscillent de -50° à -56° . Quelques-uns ont fourni des valeurs de -42° .

— Par ailleurs, on trouve des cristaux de taille nettement plus faible ($\approx 850\mu$ de diamètre), souvent isométriques, de forme polygonale ou quelconque. Ils sont perthitiques, en film, ne sont jamais maclés selon la loi de Carlsbad et ne renferment aucune inclusion. Ils se trouvent associés aux macrocristaux précédemment décrits (fig. 3 pl. V), ou constituent la majorité de la phase feldspath potassique dans les faciès les plus internes de l'Arc de Fix, c'est-à-dire faciès d'anatexites largement cristallines et zones migmatitiques de transition avec le granite du Velay (pl. V, fig. 4). Les angles d'axes - 2 V sont généralement de l'ordre de 60° à 63° .

Cette distinction ne peut manquer d'évoquer les observations pétrographiques réalisées respectivement sur les gneiss ocellés et les anatexites leucocrates de la Montagne Noire : aussi, renvoyons-nous à ce chapitre pour plus de détails sur les caractères de chacun de ces feldspaths et les inclusions des macrocristaux.

2°) Inclusions de plagioclase et apatite.- Une lame mince permet l'observation d'un mégacristal de feldspath perthitique en taches, au sein duquel se distingue entre autres, une inclusion de plagioclase maclé selon les lois de Carlsbad et de l'albite, les macles de l'albite étant aussi fines que dans la phase plagioclasique de la perthite, (pl. V, fig. 2).

Le contour de l'inclusion grossièrement quadrangulaire est méandriforme dans le détail ; et tout autour d'elle existe une zone dépourvue de taches de perthite. Le plagioclase renferme des lattes de muscovite paraissant orientées. Ce qui paraît original, c'est que les taches plagioclasiques de la perthite contiennent des cristaux d'apatite automorphes, ainsi que le plagioclase en inclusion qui présente une concentration en ce minéral à sa périphérie, c'est-à-dire dans le feldspath potassique. Cet aspect n'est pas unique et se trouve dans les gneiss ocellés sis à la bordure occidentale de l'Arc de Fix. Faut-il voir là l'expression de l'influence d'éléments volatils à ce niveau limite ? Nous verrons plus loin que la nature oligoélémentaire des feldspaths potassiques le suggère également.

3°) Le quartz.- Le quartz se présente sous 3 aspects dont les deux derniers sont liés :

- cristaux xénomorphes à contours réguliers,
- cristaux à contours dentelliformes,
- myrmékite.

Les deux derniers aspects semblent témoigner d'une mobilité de la silice que nous pouvons essayer de situer dans la cristallogénèse de la roche :

— elle est postérieure à la cristallisation de la biotite comme le suggère l'inclusion de cristaux d'apatite ou de zircon dans des plages de quartz s'insinuant entre des plages de biotites qui, manifestement, constituaient à l'origine un cristal unique. Des cristaux de zircon, avec auréole métamictique en position marginale, attestent de cette mobilité secondaire de la silice ;

— elle paraît synchrone de la cristallisation du feldspath potassique, xénomorphe et perthitique en films, car les deux phases en question ont des contours engrenés et se contiennent rarement mais mutuellement en inclusions

— on peut également observer du quartz et de la muscovite en association symplectique autour de noyaux de biotite en voie de destruction.

4°) Les micas.— La biotite se présente sous plusieurs aspects :

- très fraîche et polychroïque : c'est l'habitus le plus général,
- disloquée par le quartz à contours envahissants,
- transformée lorsqu'elle est en inclusion dans d'autres minéraux, donnant de la muscovite ou de la sillimanite.

De tels aspects suggèrent deux générations de biotite, dont la première subsisterait localement à l'état de relique blindée.

— La muscovite est rare, et toujours réactionnelle, sous forme de lattes, soit squelettique en association avec le quartz, à contours dentelliformes. Sa faible abondance n'a pas permis d'extraction à des fins d'analyse ; cependant une analyse semi-quantitative par spectrographie d'émission met en évidence une grande abondance de Mg, et une relative pauvreté en Al dont la teneur est équivalente à celle d'une biotite.

5°) Les grenats.— Enfin quelques grains de grenats pratiquement automorphes bien que peu abondants, se retrouvent régulièrement au sein de la formation. Lorsque les cristaux sont brisés, les morceaux sont jointifs. L'analyse chimique du grenat (extraction à partir de 25 kg de l'échantillon HA 3) a fourni les résultats suivants :

SiO ₂	34,00 %
Al ₂ O ₃	20,15 %
FeO	
Fe ₂ O ₃ ... (	37,70 %
MgO	0,85 %
CaO	1,25 %
Na ₂ O	0,20 %
K ₂ O	0,00
TiO ₂	tr
P ₂ O ₅	0,70 %
MnO	4,00 %
H ₂ O ⁺	0,00 %
H ₂ O ⁻	0,20 %

soit une composition :

Almandin	88 %
Pyrope	3 %
Spessartine	9 %

Somme 99,05 %

ce qui est cohérent avec la maille trouvée $a_0 = 11,53 \text{ \AA}$ et l'indice de réfraction $n = 1,82$.

b) Comparaison des faciès oeillés et anatexiques largement cristallisés.-

Il n'existe pas de différence majeure entre le faciès oeillé et le faciès d'anatexite largement grenue. Nous avons noté au début de ce chapitre, les caractères différentiels reconnus par les divers auteurs. Nous préciserons seulement quelques points :

- dans le faciès anatexite à gros grain, les macrocristaux feldspathiques maclés selon la loi de Carlsbad deviennent rares par rapport aux feldspaths perthitiques en film ;

- la sillimanite peut être localement abondante sous forme de lits flexueux ;

- par contre, on observe toujours les deux types de biotite ;

- le grenat est présent dans le faciès anatexite gros grain, et sa maille est identique à celle du grenat du faciès oeillé ($a_0 = 11,53 \text{ \AA}$) ainsi que l'indice de réfraction.

Trois analyses de biotite ont été réalisées pour comparaison entre les deux faciès ; la première correspond au faciès oeillé, la deuxième à un faciès anatexite à gros grain, et la troisième à un granite d'anatexite locale, représentant seulement une partie plus isotrope en bouffées au sein du faciès anatexite gros grain.

	HA 3 b	HA 5 b	HA 16 b
SiO ₂	33,00	34,40	34,00
Al ₂ O ₃	23,10	19,80	17,00
Fe ₂ O ₃	8,25	13,05	12,30
FeO	13,90	10,00	12,65
MgO	7,80	7,60	7,40
CaO	0,75	0,70	0,50
Na ₂ O	0,10	0,10	0,20
K ₂ O	6,60	6,80	6,90
TiO ₂	2,40	1,80	2,30
P ₂ O ₅	0,75	nd	0,30
MnO	0,10	0,10	0,20
H ₂ O ⁺	1,90	2,90	1,90
H ₂ O ⁻	0,60	0,10	0,40
Rb ppm	760	765	850
Ba ppm	385	430	255
Zr ppm	135	100	120
Nb ppm	100	105	86

Nombre d'ions calculé sur la base de 16 cations.

	HA 3	HA 5	HA 16
Si	5,21	5,62	5,50
Al	2,79	2,38	2,50
Al	1,49	1,42	0,73
Ti	0,28	0,22	0,28
Fe ³	0,97	1,61	1,49
Fe ²	1,83	1,36	1,70
Mn	0,01	0,01	0,03
Mg	1,85	1,86	1,79
Ca	0,12	0,13	0,09
Na	0,04	0,04	0,06
K	1,33	1,41	1,41
OH	2,94	3,16	2,03

Une seule différence apparaît à propos de l'aluminium, la teneur en Al_2O_3 de la biotite du faciès oeilé (HA 3) est remarquablement élevée par rapport aux teneurs moyennes trouvées pour les biotites de roches métamorphiques (cf Rock-Forming Minerals, p.62, 63 et 64, et nos propres résultats sur l'ensemble des biotites).

Le rapport $Fe/Mg+Fe$, de l'ordre de 0,5, ne varie pas sensiblement entre les échantillons. De même, le manganèse est représenté en faibles quantités dans les trois biotites.

A ce propos, on peut considérer la teneur relative en manganèse dans la biotite et grenat coexistants ; les relations sont exactement les mêmes que dans l'anatexite leucocrate du plateau de l'Agoût (Montagne Noire). Par analogie avec ce qui a été vu pour la Montagne Noire, à propos des relations de cristallisation entre biotite et grenat dans les anatexites leucocrates, nous avons tout lieu de penser qu'ici aussi le grenat n'est pas une phase rélictuelle, et qu'il est associé à la granitisation vellave, caractérisant des conditions de haute température et basse pression de cristallisation.

c) Conclusions. - Tous les points particuliers cités plus haut tendent à souligner une cristallogénèse complexe, au moins en deux temps. Le feldspath potassique perthitique en film et le quartz à contours amiboïdes paraissent appartenir au dernier stade de cristallisation ; ils deviennent plus abondants dans le faciès d'anatexite gros grain et, nous verrons plus loin, caractérisent les anatexites leucocrates congénères du granite du Velay.

Il est donc tentant de voir là l'influence de la migmatisation hercynienne qui a abouti à la constitution du granite du Velay.

Les caractères de la transformation $\alpha \rightarrow \beta$ des quartz (in J. Lameyre, J. Mergoill-Daniel et C.Lévy, 1968 p. 180) appuient cette idée (fig.29).

Les quartz du faciès oeilé (HA 3) et faciès anatexite largement cristallisée (HA 5) présentent en effet des caractères originaux par rapport à

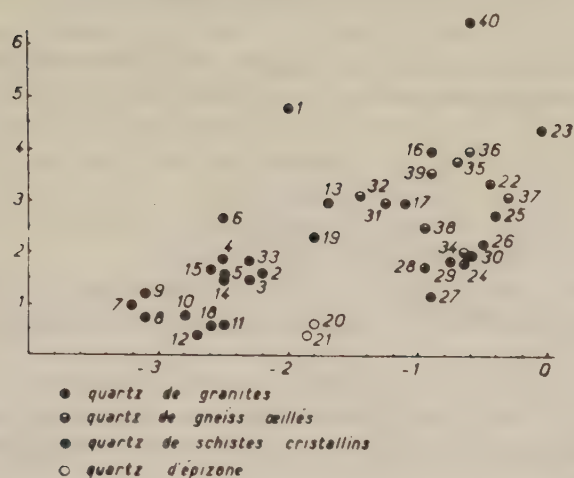


Fig.29.- Transformation $\alpha \rightarrow \beta$ des quartz de gneiss oeilés

Quartz de granites et de roches métamorphiques.

En abscisse : écart de température entre le sommet du pic du quartz repère 1 et le début du pic des échantillons (en °C)

En ordonnée : rapport de la hauteur du pic à sa largeur à mi-hauteur.

l'ensemble des résultats sur les quartz de gneiss oeilés : leur température d'inversion indiquée par le point 31 pour HA 3 et le point 32 pour HA 5 est inférieure à la valeur moyenne trouvée pour les gneiss oeilés de diverses régions et se rapproche ainsi de la valeur encore plus faible trouvée pour le quartz du granite du Velay (point 33), dont l'inversion se situe dans le domaine des quartz de leucogranites.

2 - Composition chimique - Le tableau ci-dessous réunit quelques analyses nouvelles et d'autres plus anciennes trouvées dans la bibliographie.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	73,30	74,15	71,36	73,00	70,20	74,00	70,60	69,00	68,90
Al ₂ O ₃	13,45	15,00	16,47	16,00	16,95	16,35	15,65	17,40	16,05
Fe ₂ O ₃	0,50	0,65	0,82	0,45	1,20	0,60	0,70	1,15	0,75
FeO	1,61	0,65	1,50	1,30	1,45	0,40	2,50	1,85	1,90
MgO	1,10	0,95	1,01	0,80	0,85	0,55	1,80	1,05	0,45
CaO	1,40	1,10	0,70	0,60	0,75	0,45	0,90	0,80	1,05
Na ₂ O	2,70	3,20	3,11	3,60	3,25	2,85	2,80	3,50	4,35
K ₂ O	4,20	3,40	3,66	3,30	3,80	4,00	3,60	3,60	3,80
TiO ₂	0,25	0,10	0,23	0,20	0,25	0,10	0,30	0,30	0,25
P ₂ O ₅	0,25	0,10	0,24	0,25	0,15	0,20	0,35	0,25	0,35
MnO	0,05	0,05	0,01	tr	tr	tr	0,05	tr	0,05
H ₂ O ⁺	0,60	1,15	0,74	0,60	0,35	0,90	0,60	1,25	1,20
H ₂ O ⁻	0,10	0,30	0,12	0,10	0,25	0,00	0,15	0,10	0,10
Somme	99,50	99,20	99,97	100,20	99,45	100,40	100,00	99,80	99,20

- 1 - Gneiss oeilé - HA 3 - Col de Fix St-Geney. Analyse nouvelle An 3620 S. Couturié.
- 2 - Anatexite largement cristallisée HA 5 (D.40 joignant Fix St-Geney à Allègre, à 3 km SO d'Allègre. Analyse nouvelle An 3573.
- 3 - Moyenne des migmatites oeilées Arc de Fix (in J. Didier p. 181).
- 4 - Gneiss oeilé - Le Villard, An 1059 (in F.H. Forestier p. 196, An 45) prélèvement statistique. D.33 à l'E de Pont d'Alleyras.
- 5 - Gneiss oeilé - St-Préjet, An 1075 (in F.H. Forestier, p.196, An 46), prélèvement statistique D.33 à l'E de St-Préjet d'Allier.
- 6 - Gneiss oeilé - Lachaud Curmilhac, An 1050 (in F.H. Forestier p. 196 An B 42), prélèvement statistique sur D.11 G entre Lachaud et Siaugues St-Romain.
- 7 - Gneiss oeilé Pautès, An 1082 (in F.H. Forestier, p.196, An 43).
- 8 - Gneiss oeilé Gurlong, An 1065 (in F.H. Forestier, p.196, An 44).
- 9 - Granite gros grain - HA 16 - Langogne (N.102 à 2 km au N de Langogne). Analyse nouvelle 3094, J. Orliac.

Les paramètres CIPW correspondants :

1 - I', 3', '2, 3	6 - I, 3, 1', 3
2 - I, 3', '2, 3'	7 - I, 3, 1(2), 3
3 - I, 3, 1', 3'	8 - I, 3', 1(2), 3
4 - I, 3', 1', 3(4)	9 - I, 4, 1', (3) 4
5 - I, 3', 1(2), 3	

en font l'équivalent chimique de granites calco-alcalins monzonitiques à tendance granodioritique.

La représentation $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} / \text{CaO}$ (fig. 30) montre que les points représentatifs sont limitrophes des trois domaines figurés - paraleptynites - ortholeptynites de composition dacitique et de composition rhyolitique.

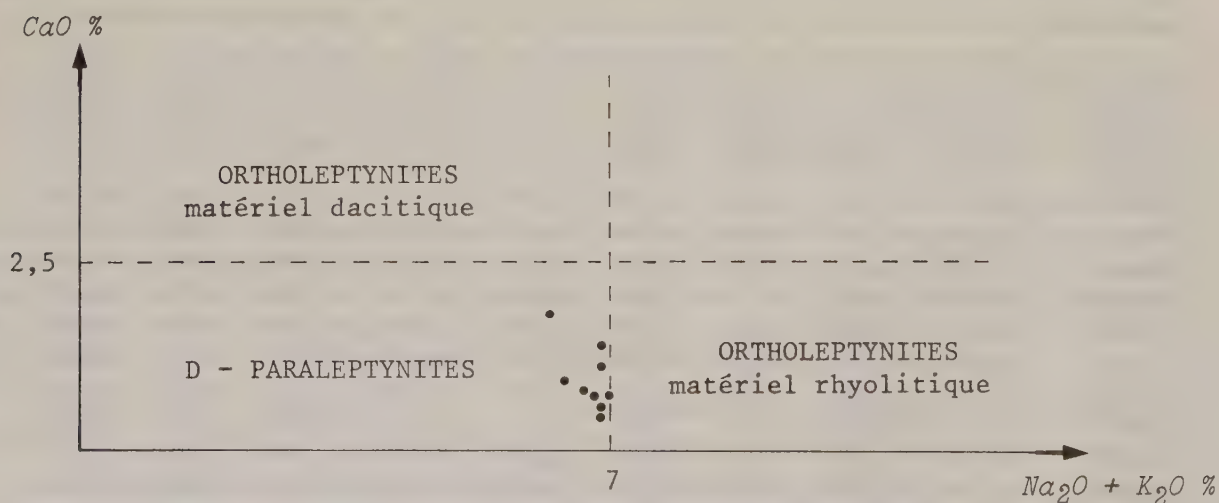


Fig. 30.- Composition des gneiss oeilés

Sur la représentation A'KF (fig.31), les points de composition occupent un champ distinct de celui des leptynites et des roches d'origine pélitique précédemment étudiées ; ce champ correspond en outre à un domaine pauvre en points représentatifs sur le diagramme-référence proposé par H.G.F. Winkler (p.114).

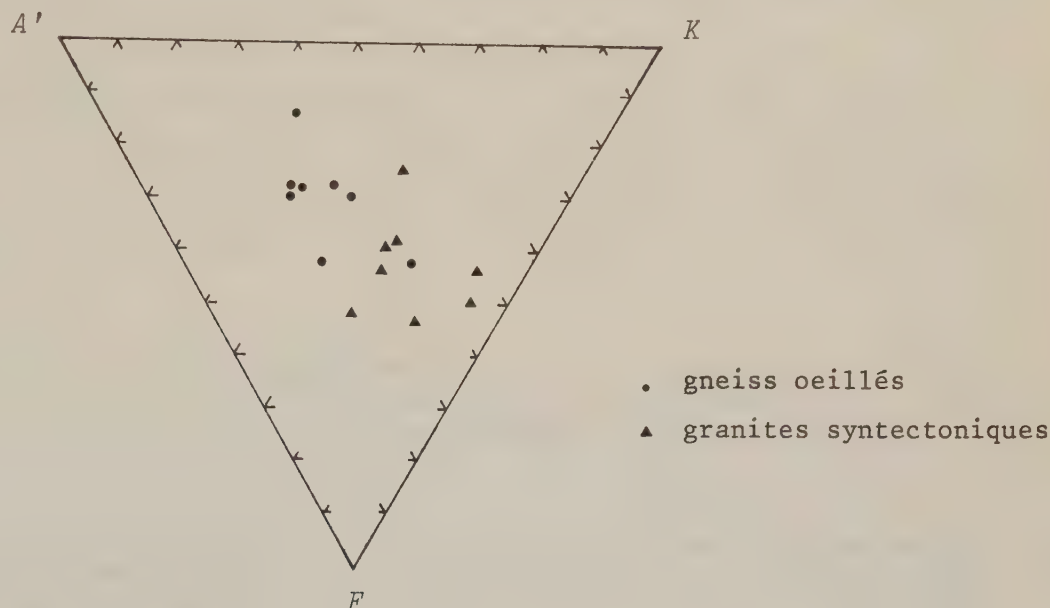


Fig.31.- Composition A'KF des gneiss ocellés

Il faut remarquer que c'est dans un tel domaine que se situent aussi les granites syntectoniques (granite de St-Heand, Soucieu et le Surgeon dans les Monts du Lyonnais, granite du Pinet, Boulloc et Salles-Curan dans le Rouergue, et granite de Rocles dans les Cévennes médianes - figurés par un triangle sur la fig. 31)

Il est difficile de conclure sur l'origine du matériel des gneiss ocellés, les diagrammes ci-dessus illustrent une certaine originalité de composition qui peut être liée à un matériel initial de composition mixte, ou à une histoire cristallogénétique complexe (apport, mobilisation). Enfin, le diagramme $\text{FeO} + \text{MgO} - \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$ (fig.32) permet de comparer les trois faciès étudiés; alors que dans les roches d'origine pélitique, la cristallisation du feldspath potassique va de pair avec celle de la cordiérite, dans les deux autres faciès, la coexistence de feldspath potassique et de biotite est chimiquement possible.

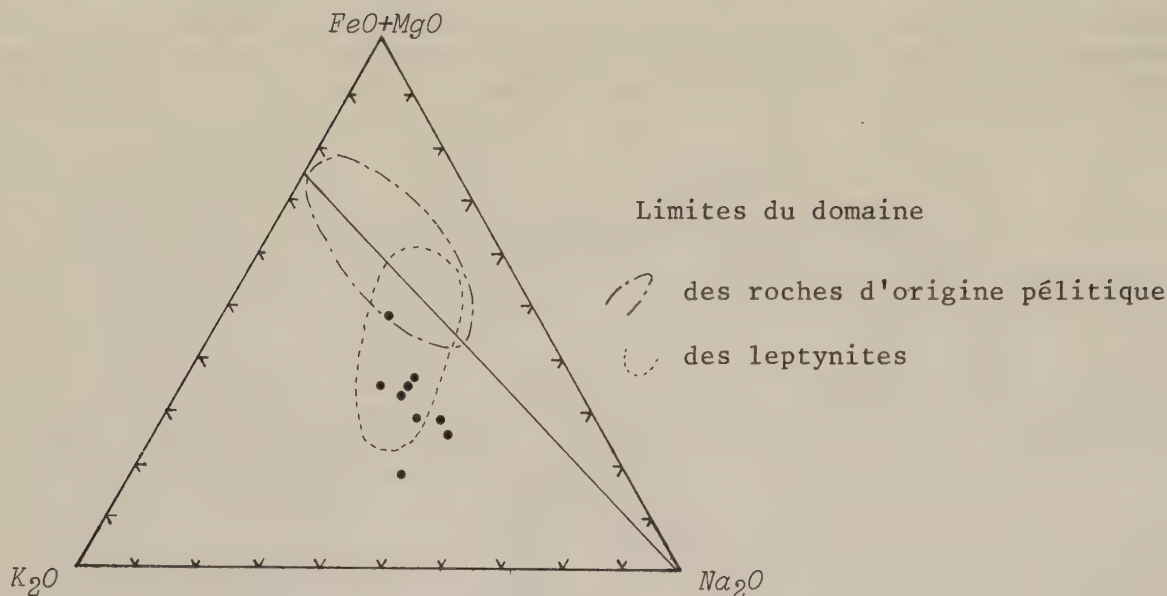


Fig.32.- Composition des gneiss oeillés

Les caractéristiques du feldspath potassique pourront donc témoigner des conditions de sa cristallisation ou recristallisation dans le contexte métamorphique, ou d'un état antérieur maintenu à l'état métastable.

D - LES ANATEXITES LEUCOCRATES

Nous désignons sous ce terme les migmatites congénères du granite du Velay, envahissantes par rapport aux faciès oeillés et aux anatexites à gros grain.

C'est ainsi qu'elles apparaissent dans la partie méridionale de la zone du Haut-Allier, entre St-Cirgues et Lanarce, étudiée par F.H. Forestier, et dans les Cévennes médianes, que ce soit dans la zone où elles sont en liaison directe avec le dôme migmatitique principal du Velay - de très belles figures d'envahissement sont visibles sur la route de Burzet à Lachamp-Raphaël par les cascades du Ray-Pic - que ce soit plus au Sud dans la région du Tanargue où des figures d'agmatites ont été décrites par Q.A. Palm.

Au point de vue pétrographique, ces anatexites leucocrates sont semblables à celles déjà décrites à propos de l'étude de la Montagne Noire. Comme leur nom l'indique, les minéraux quartz - plagioclase - feldspath potassique constituent plus de 85 % de la roche. L'analyse par diffractomètre X donne la même composition que pour l'anatexite de la Montagne Noire, soit Q ; Pl ; Or 45 : 22 : 33 et nous leur attribuons la même origine.

Le feldspath potassique se présente souvent en association polygonale de cristaux perthitiques en film, dont l'angle des axes oscille de - 57° à - 62°.

Les cristaux de quartz ont des contours complexes comme précédemment décrits dans les faciès d'anatexites gros grain.

La biotite est en voie de chloritisation. Les plagioclases séricitisés montrent une bordure albitique lorsqu'ils sont en contact avec le feldspath potassique, bordure qui, elle, n'est pas séricitisée.

Enfin, on peut observer de la myrmékite au contact feldspath potassique - plagioclase. Le quartz à contour dentelliforme et le feldspath potassique paraissent de cristallisation synchrone.

Des faciès intermédiaires existent entre anatexites leucocrates et gneiss oeillés, les mégacristaux feldspathiques à macles de Carlsbad restant les seuls témoins du faciès origine. On peut parfois observer des yeux feldspathiques isolés au sein d'une masse isotrope d'anatexites leucocrates, c'est le cas pour l'échantillon CM 4 dans les gneiss du Tanargue ; nous verrons plus loin que la nature oligoélémentaire du feldspath confirme l'indépendance du mégacristal par rapport à la matrice anatectique.

E - RELATION ENTRE LES DIFFERENTS FACIES

1) Gneiss oeillés et roches métamorphiques de la région brivadoise - Cet aspect de la question a été traité avec détail par F.H. Forestier à partir d'analyses chimiques sur des échantillons prélevés de manière statistique de part et d'autre du "front de migmatisation". Cinq couples de roches ont été ainsi étudiés et nous rappelons ci-dessous les conclusions de F.H. Forestier :

1°- il y a uniformité pétrographique et chimique du faciès oeillé quel que soit le type d'ectinite au contact, F.H. Forestier interprète ce fait comme une "banalisation" due au phénomène de migmatisation ;

2°- il existe un nuage sodique dans les ectinites au contact des migmatites ;

3°- le bilan des alcalins est excédentaire dans les formations oeillées, mais celui du Na est tantôt positif, tantôt négatif par rapport aux ectinites ;

4°- le calcul de la mobilité différentielle des ions met en évidence une mobilité pratiquement nulle pour O, Si, Al, faible pour K et Na, importante pour Ca, Fe, Mg, Ti.

Nous avons reporté sur un diagramme A'KF (fig. 33) les 5 couples considérés, chaque élément du couple étant relié par un trait pour figurer l'évolution chimique, dans l'hypothèse d'une liaison entre les membres de chaque couple.

On constate que la variation entre gneiss oeillés porte sur les ferromagnésiens alors que le rapport K/A' est relativement constant. Par contre, les faciès d'ectinites sont dispersés, notamment en ce qui concerne le rapport K/A' , alors que F est constant.

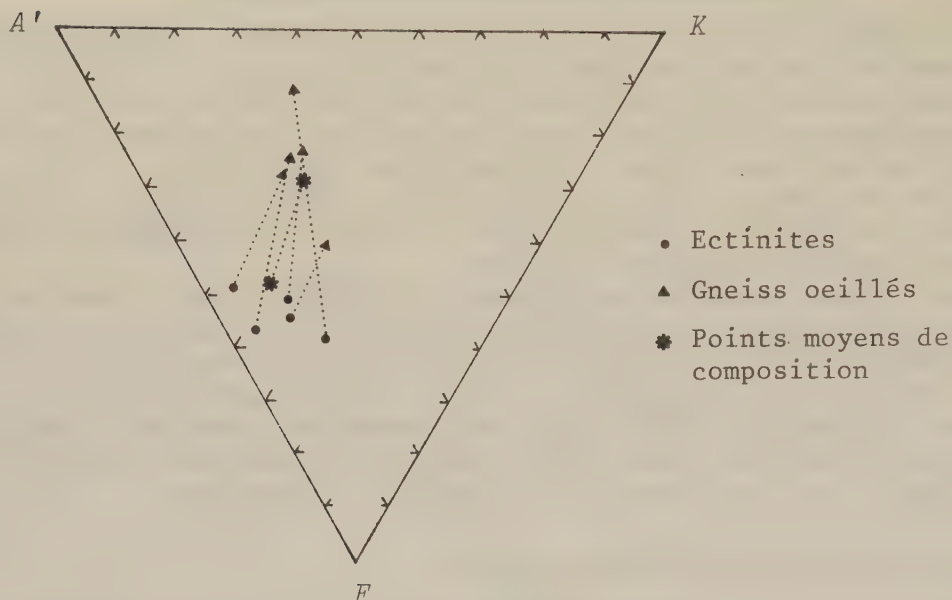


Fig. 33.- Comparaison de la composition A'KF des ectinites de la série brivadoise et des gneiss ocellés de l'Arc de Fix.

Le passage des uns aux autres, tel qu'il apparaît sur la figure, combinerait obligatoirement une diminution en Fe-Mg avec une feldspathisation potassique ou une métasomatose potassique et on se trouve alors devant le problème du devenir des éléments Fe et Mg. De plus, cet échange se réaliserait de manière différentielle selon les couples considérés. En l'état actuel de nos connaissances, un tel processus nous paraît complexe et nous pensons que les gneiss ocellés représentent une entité chimique indépendante des ectinites qui les jouxtent, ce qui n'exclue pas toutefois la possibilité d'une zone réactionnelle entre les deux. Les résultats sur les feldspaths potassiques confirmeront cette indépendance.

2) Evolution des gneiss ocellés par anatexie - Les gneiss ocellés ont une composition normative moyenne $Q_{40} Ab_{35} Or_{25}$, composition très proche du granite minimum défini par O.F. Tuttle et N.L. Bowen (1958) dans l'équilibre quartz - albite - orthose - eau, sous une pression de 1000 kg/cm^2 .

Dans le système approché quartz - albite - anorthite - orthose - eau, les diverses compositions eutectiques sont définies par H.G.F. Winkler (1965) en fonction du rapport Ab/An des roches susceptibles de fondre : la température de fusion est d'autant plus élevée que ce rapport est faible.

— Le tableau comparé des rapports Ab/An dans les faciès ocellés, leptyniques et pélitiques (fig. 34) montre que, quelle que soit la pression d'eau, c'est le faciès ocellé qui présente la fusibilité la plus grande. La limite nette entre faciès migmatitiques et faciès non migmatitiques peut être calquée sur une simple limite lithologique initiale.

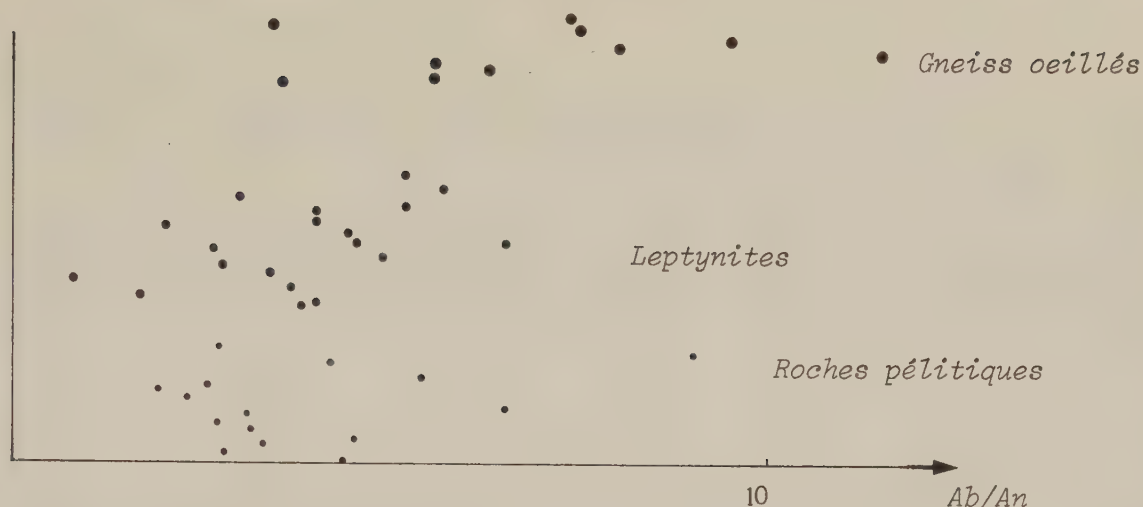


Fig.34.- Comparaison des rapports normatifs Ab/An dans les différents faciès.

— Le rapport Ab/An moyen des gneiss oeillés est tel qu'à 2000 bars de pression, le liquide eutectique produit par fusion, aurait la composition normative du gneiss oeillé lui-même. Plusieurs conséquences en découlent :

a) La totalité de la roche peut fondre, sans augmentation de température au-delà du point eutectique. Le liquide formé n'aura donc pas tendance à quitter son gisement et pourra recristalliser pratiquement in situ, sans changement de composition chimique globale ;

b) La répartition des variations de température peut aboutir à l'association de zones ayant subi une anatexie et de zones non modifiées. L'échelle de l'association est variable :

- la répartition des anatexites largement cristallines, situées entre gneiss oeillés et granite du Velay, en un niveau d'épaisseur progressivement variable du Nord au Sud, peut ainsi être liée à la répartition des isothermes autour de la zone migmatitique du Velay ;

- à une plus petite échelle, une température proche du point de fusion minimum et décroissante aboutira à une fusion en îlots. Les éléments les plus éloignés de la composition eutectique pouvant persister : tel peut être le cas pour des mégacristsaux feldspathiques.

Ainsi pourraient s'expliquer la parenté évidente entre gneiss oeillés et anatexites largement cristallisées :

- leur passage mutuel progressif,
- leur disposition relative par rapport au granite du Velay,
- la teneur corrélative inverse de ces deux roches vis à vis des deux types de feldspaths,
- et l'existence d'une zone réactionnelle entre gneiss oeillés et ectinites (voir plus haut fusibilité différentielle).

III - SYMETRIE ET OLIGOELEMENTS DES FELDSPATHS POTASSIQUES

Les résultats présentés dans ce chapitre concernent essentiellement les feldspaths potassiques et l'équilibre géochimique entre minéraux coexistants. Les analyses de minéraux isolés ont été citées et interprétées lors de l'étude pétrographique.

En ce qui concerne le pourcentage de triclinisme des feldspaths potassiques étudiés dans la région, un diagramme de fréquence (fig.35) montre qu'à quelques exceptions près (dont on verra la signification plus loin) l'ensemble des feldspaths sont monocliniques ou à faible triclinisme.

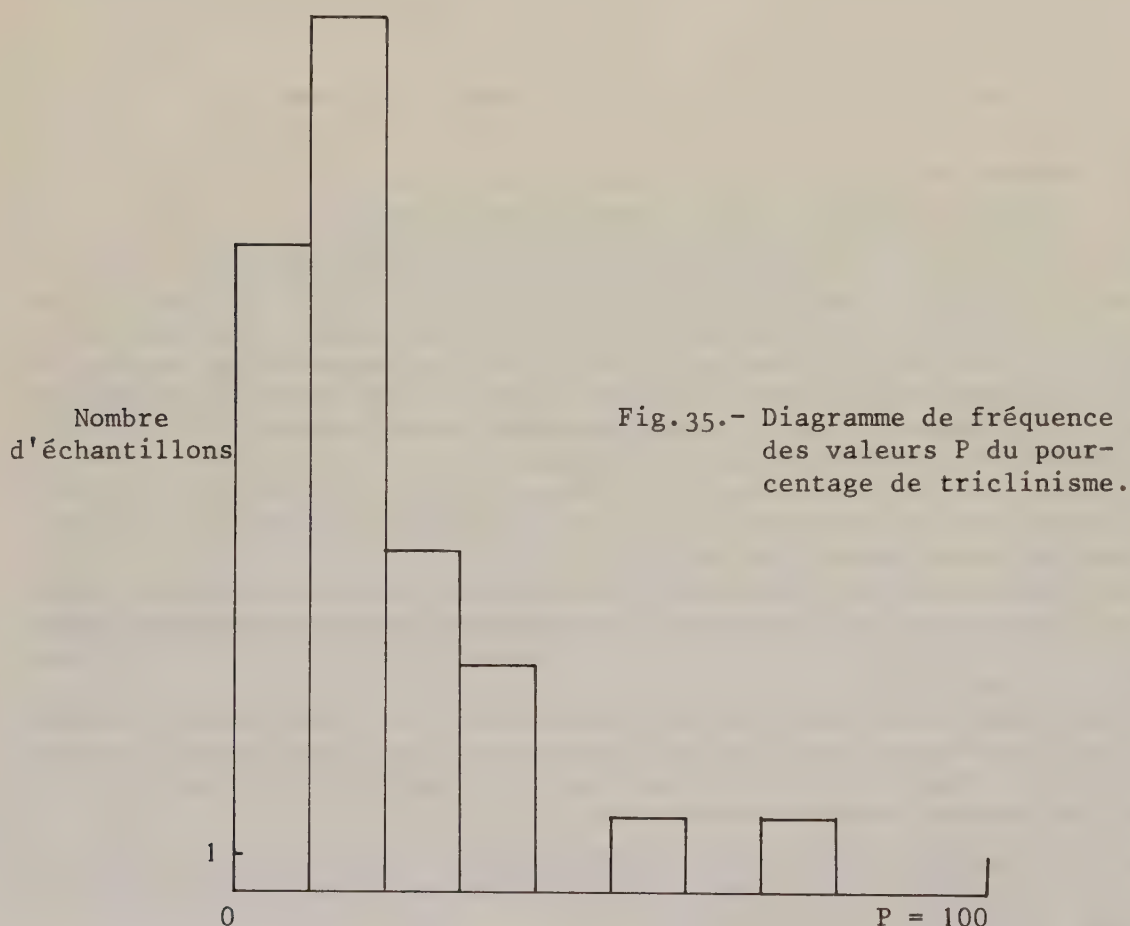


Fig.35.- Diagramme de fréquence des valeurs P du pourcentage de triclinisme.

A - LES FELDSPATHS POTASSIQUES DES ROCHES D'ORIGINE PELITIQUE

Nous présentons dans ce chapitre les interprétations d'intérêt régional, nous réservant de les intégrer dans un cadre plus général, dans la partie réservée aux conclusions générales.

1 - Résultats analytiques - La symétrie et les teneurs en oligoéléments des feldspaths potassiques des roches d'origine pélitique sont résumées dans le tableau ci-après ; la localisation des échantillons est précisée à la fin de cet ouvrage.

	Rb ppm	Sr ppm	Ba ppm	P
A 4	330	820	6000	0
A 6	235	557	5500	21
A 8	270	560	4750	17
A 10	225	1125	8800	0
A 12	210	480	5990	12
HA 21	247	455	5800	20
HA 22	140	580	4550	18
HA 25	220	370	3300	16

2 - Symétrie - La symétrie peut être considérée sous un triple point de vue :

a) Symétrie et niveau métamorphique. - Les feldspaths potassiques ont un triclinisme nul ou très faible, et leur angle d'axes est petit ($-2V = 52^\circ$). Le feldspath potassique est réactionnel comme l'a montré l'étude simultanée des caractères pétrographiques et chimiques de ces roches. Les paragenèses minérales indiquent une appartenance à la base de l'amphibolite facies de basse à moyenne pression.

La symétrie monoclinique observée pour les feldspaths potassiques de ce faciès est donc compatible avec les données théoriques sur les conditions thermodynamiques de l'amphibolite facies d'une part, et la température d'inversion microcline - orthose, d'autre part.

b) Age et symétrie des feldspaths. - La comparaison des types pétrographiques avec ceux des autres régions, conduit à considérer le métamorphisme qui leur a donné naissance comme antéhercynien et probablement antécalédonien. Les données de géochronologie absolue dans la région brivadoise sont rares ; cependant les mesures d'âge absolu réalisées en roche totale sur des anatexites à cordiérite du Massif Central, dont une prélevée dans la vallée de l'Allagnon (âge 841 M.A. - in M. Tourette 1967, p. 49), ont donné des âges s'étalant entre 675 M.A. et 847 M.A. Cependant, compte tenu de l'utilisation pour le Sr d'un rapport isotopique conventionnel, ces âges doivent être considérés comme l'âge maximum attribuable au métamorphisme.

L'état monoclinique d'un feldspath ne correspond donc pas nécessairement à un âge récent de la formation qui le contient.

c) Tectonique et symétrie. - L'histoire tectonique de la région est complexe, tectonique souple à laquelle se surimpose une tectonique cassante très importante (D. Chaillou, 1967) ; les fracturations présentent 4 directions majeures perpendiculaires deux à deux et ont servi de guides à de nombreux filons et à la mise en place du volcanisme récent.

Dans un tel cadre, il est intéressant de souligner que les feldspaths de la série métamorphique sont monocliniques, et n'ont pas subi d'inversion liée à des effets tectoniques.

3 - Oligoéléments - Les feldspaths sont remarquablement riches en Ba et la teneur en Sr en valeur absolue est généralement supérieure à celle du Rb, c'est-à-dire que le rapport Sr/Rb est supérieur à 1.

La difficulté d'extraction du feldspath potassique qui ne représente que 5 à 10 % des phases minérales dans ces faciès, n'a pas permis de multiplier les résultats analytiques. Cependant la valeur de ce résultat est confirmée par son extension à des faciès analogues d'autres régions du Massif Central français [anatexite d'Aubusson (23) et anatexites de St-Symphorien-sur-Coise (69)].

B - FORMATIONS LEPTYNIQUES (s.l.) ET OEILLEES DE LA SERIE BRIVADOISE

1 - Résultats analytiques - Ils sont résumés dans les tableaux ci-dessous:

	Rb, ppm	Sr, ppm	Ba, ppm	P
A 7	255	670	5800	21
A 9	290	590	5980	0
A 11	322	188	2900	12
A 13	330	232	3480	14
DCH 137	360	175	3400	8
DCH 141	380	126	620	17
143				
DCH 38	325	240	3800	8
HA 20	430	33	470	23

A titre de comparaison et pour discussion, nous avons soumis au même type d'analyses, les feldspaths extraits de faciès analogues appartenant à diverses régions du noyau arverno-vosgien (Haute et Moyenne Dordogne, et Haute Vallée du Chavanon), dont la série de l'Allagnon fait également partie :

	Rb, ppm	Sr, ppm	Ba, ppm	P
Ra 3	550	95	2300	t+T
Ra 5	630	79	960	70 T
PT 1	435	91	1030	38
CH 1	370	205	2050	35
CH 2	238	218	6000	0
CH 3	260	225	4500	13

2 - Symétrie - Le feldspath potassique est monoclinique ou à faible triclinisme.

Dans l'Allagnon, ces formations à feldspaths potassiques représentent des niveaux interstratifiés dans la série d'origine pélitique dont le degré métamorphique correspond à la base de l'amphibolite faciès. Le niveau métamorphique atteint par les anatexites faciès Chavanon (CH 2 et CH 3) est également défini par les lentilles de gneiss à cordiérite de type Aubusson auxquelles elles sont associées à Herment et à Brousse (G. Jourde, 1959).

Ainsi, comme dans les roches d'origine pélitique, la symétrie des feldspaths potassiques correspond aux conditions thermodynamiques supposées d'après les paragénèses minérales.

Cependant la composition chimique de ces roches n'implique pas une origine réactionnelle du feldspath liée au niveau métamorphique atteint, et la symétrie du feldspath pourrait ne représenter qu'un élément hérité d'un état antérieur.

- La texture et la structure des leptynites et anatexites leptyniques, impliquant une recristallisation sous climat métamorphique des feldspaths, écarte une telle hypothèse, cependant à considérer pour les faciès oeillés.

- La symétrie des feldspaths des migmatites leptyniques de la Haute Vallée de la Dordogne permettent également d'écarter cette hypothèse : en effet, ces migmatites sont stratoïdes au sein de micaschistes à biotite et muscovite auxquels sont associés des bancs d'amphibolite à hornblende verte (J. Ravier, 1949). Le degré métamorphique atteint par ces formations correspond sensiblement à la zone la plus superficielle de l'amphibolite facies.

Le triclinisme élevé du feldspath et son grand angle d'axes ($-2V = 80^\circ$) en font un microcline, formé normalement en équilibre dans les conditions de température correspondant au niveau métamorphique considéré.

Il est par conséquent difficile d'admettre que la symétrie monoclinique trouvée pour des formations leptyniques similaires, de degré métamorphique plus intense (Moyenne Dordogne et Haut-Allier) corresponde à une symétrie rélictuelle.

Il apparaît donc que quelle que puisse être l'origine du feldspath potassique dans les formations leptyniques, la symétrie de celui-ci correspond aux conditions thermodynamiques impliquées par les paragénèses minérales :

- monoclinique pour les formations appartenant à la base de l'amphibolite facies ;
- triclinique pour la zone superficielle de l'amphibolite facies.

Des résultats sur d'autres régions (Lyonnais - Haut-Limousin et Bas-Limousin) permettront de donner une valeur plus générale et plus complète à cette interprétation.

3 - Oligoéléments -

a) *Caractéristique d'ensemble.* - Les feldspaths potassiques renferment une teneur moyenne en Sr et Ba, et le rapport Sr/Rb est toujours inférieur à 1, ce qui les distingue du groupe précédemment étudié.

b) *Nature du matériel origine et oligoéléments des feldspaths.* - Alors que les anatexites à biotite de faciès plus ou moins leptyniques, dont la composition correspond selon P. Davoine à un matériel d'origine dacitique (DCH 137 - CH 2 et CH 3), renferment des feldspaths à teneur moyenne en Sr et Rb, les feldspaths de certaines leptynites ou migmatites se singularisent; ils ont une composition remarquablement faible en Sr et Ba par rapport à l'ensemble de nos résultats.

	Sr, ppm	Ba, ppm	P
DCH 141-143	126	620	m
HA 20	47	330	m
PT 1	91	1030	m
Ra 3	95	2300	M (T+t)
Ra 5	79	960	T

Ces leptynites ou migmatites leptyniques ont été interprétées, dans la série de l'Allagnon, comme des ortholeptynites par D. Chaillou et P. Sabaté, et toutes se situent parmi les leptynites d'origine rhyolitique selon les critères définis par P. Davoine (1969). Cette composition remarquable des feldspaths concerne diverses régions du noyau arverno-vosgien (Haut-Allier - Moyenne Dordogne - Haute Dordogne) et présente un grand intérêt pour la distinction possible entre leptynites d'origines variées.

Les leptynites de l'Allagnon désignées sous le terme de gneiss leptyniques et pour lesquelles on admet un matériau origine volcano-sédimentaire renferment des feldspaths à teneurs Sr et Ba plus élevées (A.11 - A.13 - DCH 138), tendant ainsi vers le pôle des teneurs observées pour les feldspaths appartenant aux faciès pélitiques comme A.4 - A.10, etc...

Dans la série de l'Allagnon, on peut ainsi établir une gradation de teneur en Sr et Ba du feldspath selon la nature du matériel origine :

- feldspath très pauvre en Sr et Ba → matériel d'origine ortho-leptynite,
- feldspath à teneur moyenne en Sr et Ba → matériel volcano-sédimentaire,
- feldspath riche en Sr et Ba → matériel pélitique.

c) Absence de relation entre la symétrie et la teneur en oligoéléments. - Le triclinisme varié trouvé pour des feldspaths ayant même contenu oligoélémentaire (comparer DCH 141-143 et Ra 5) met en évidence l'indépendance entre ces deux caractères, indépendance qui apparaîtra également lors de l'étude des feldspaths du Bas-Limousin.

d) Oligoéléments et caractère topochimique du métamorphisme. - La considération de l'ensemble des résultats sur la série de l'Allagnon montre que des niveaux métamorphiques contigus peuvent renfermer des feldspaths à caractères oligoélémentaires très différents :

1°) - c'est ainsi que les ortholeptynites à feldspaths pauvres en Sr et Ba (DCH 141-143) constituent un puissant niveau de 26 km de long sur une puissance de 1000 m (D. Chaillou) intercalé entre des anatexites grenues au Nord et des anatexites schisteuses au Sud, anatexites qui renferment des feldspaths remarquablement riches en Sr et Ba ;

2°) - de même, les gneiss leptyniques de Grenier-Montgon à feldspaths à teneurs moyennes en Ba et Sr se trouvent interstratifiés dans les gneiss à sillimanite de Massiac dont les feldspaths potassiques sont riches en Sr et Ba.

La comparaison des teneurs en Ba des couples biotite - feldspath potassique de ces deux types de roches :

Feldspath potassique - biotite

Gneiss (A.10)	Ba, ppm ...	8800	2000
Gneiss leptynique (A.11) ..	Ba, ppm ...	2900	390

montre que le Ba suit cette répartition différentielle dans la biotite et le feldspath coexistants. La différence de composition entre feldspaths de niveaux différents ne résulte donc pas d'un déséquilibre entre minéraux, mais reflète réellement une différence chimique entre gneiss leptynique (ex embréchite) et gneiss à sillimanite.

Cette différence de composition, notamment au sein du domaine des migmatites - exemple 1 - empêche d'attribuer le feldspath potassique des divers niveaux à un phénomène générateur unique comme pourrait l'être une métasomatose potassique. On ne peut manquer, au contraire, d'être frappé par l'originalité intrinsèque de chacun des niveaux, originalité qui se maintient malgré le degré important du métamorphisme. Si la migmatisation implique une certaine mobilité chimique, celle-ci est limitée, et s'il y a homogénéisation elle se réalise à courte distance, et utilise les éléments chimiques disponibles in situ.

Ainsi se trouve illustrée, de manière très claire à l'échelle minéralogique, la notion de métamorphisme topochimique que l'on déduit généralement, comme cela fut le cas dans cette région (F.H. Forestier - D. Chaillou - P. Sabaté) de la comparaison d'analyses chimiques de roches totales.

4 - Equilibre géochimique entre minéraux -

a) *Données analytiques.* - Nous avons réuni sous forme de tableau les teneurs en oligoéléments de minéraux coexistants au sein d'une roche (FK pour feldspath potassique, B pour biotite, etc...)

	Rb, ppm	Ba, ppm	Zr, ppm	Nb, ppm	Sr, ppm
CH 1 FK	370	2050	nd	nd	205
CH 1 B	660	380	170	94	nd
CH 2 FK	238	6000	nd	nd	265
CH 2 B	475	820	nd	nd	nd
CH 3 FK	260	4500	nd	nd	225
CH 3 B	545	600	140	36	nd
A 11 FK	322	2900	nd	nd	188
A 11 B	645	390	120	52	nd
Ra 3 FK	550	2300	nd	nd	95
Ra 3 B	740	560	940	200	nd
Ra 5 FK	630	960	nd	nd	79
Ra 5 B	810	145	500	135	nd
Ra 5 M	860	320	150	53	nd
Ra 5 Pl	670	180	nd	nd	97
HA 20 FK	430	47	nd	nd	33
HA 20 Pl	62	80	nd	nd	38

b) *Interprétation.* - Le coefficient de partage du Rb entre mica et feldspath potassique (fig.36) correspond au coefficient moyen précédemment défini (voir chapitre Montagne Noire) sauf pour Ra 5 (leptynique anatexique Haute Vallée de la Dordogne) où la muscovite contient autant de Rb que la biotite.

Il s'agit de l'anatexite leptynique déjà remarquée pour la valeur particulière $P = 52$ du pourcentage de triclinisme de son feldspath potassique. De telles valeurs intermédiaires de P sont statistiquement rares et traduisent une histoire particulière dont pourrait également témoigner la répartition anormale du Rb entre les phases minérales.

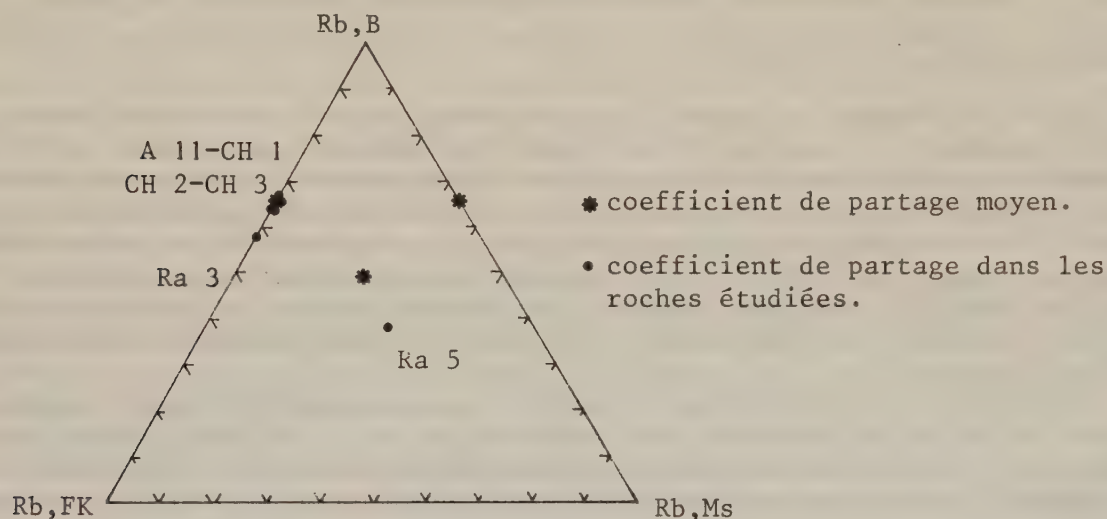
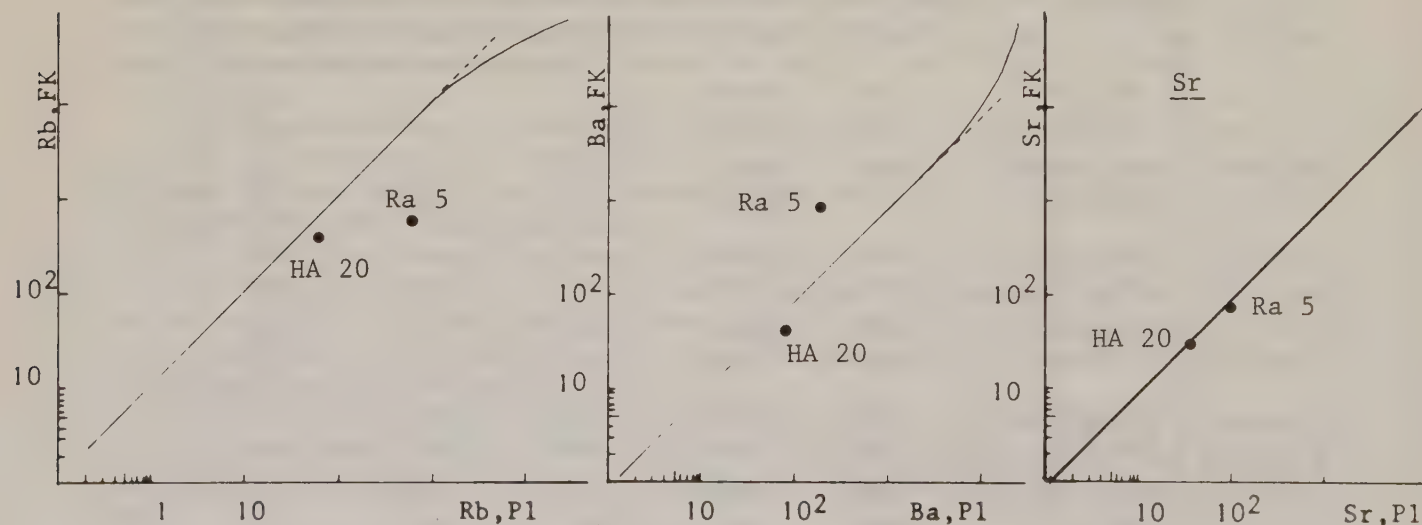


Fig.36.- Distribution du rubidium entre minéraux coexistants.

La distribution du Rb, Sr et Ba entre feldspath potassique et plagioclase coexistants apparaît sur la figure ci-dessous.



Distribution d'éléments en traces (concentrations en ppm) entre feldspath potassique Or₇₅ Ab₂₅ (ordonnée) et plagioclase Ab₇₀ An₃₀ (abscisse) coexistants.

- Etude expérimentale, Iiyama 1968.

Fig. 37.- Distribution des oligoéléments entre feldspaths potassiques et plagioclases de leptynites (s.l.).

Pour Ra 5, la relation trouvée n'est conforme à la courbe expérimentale de Iyama que pour le Sr, mais nous avons vu plus haut que d'autres problèmes se posaient à propos de coefficient de partage entre micas et feldspaths potassiques. Par contre pour HA 20 (leptynite anatexique Domeyrat), les points de distribution se situent sur ou à proximité immédiate de la courbe proposée : le feldspath potassique, qui par ailleurs (voir B, 3) présente les caractéristiques oligoélémentaires des feldspaths potassiques des leptynites à composition de rhyolite, est donc en équilibre avec le plagioclase ; ce fait ne plaide pas en faveur d'une origine par apport potassique comme pourrait le suggérer la texture anatexique de la roche.

C - FORMATIONS OEILLEES DE L'ARC DE FIX ET CEVENNES MEDIANES

Dans celles-ci, sont inclus :

- le faciès oeillé,
- le faciès des anatexites largement cristallines (selon désignation F.H. Forestier) passant localement à un granite gros grain dit d'anatexie locale.

1 - Résultats analytiques : les résultats concernant les oligoéléments et la symétrie sont présentés ci-dessous :

Gneiss oeillé -

Réf.échant.	Rb, ppm	Sr, ppm	Ba, ppm	P
HA 1 a	660	41	425	24
HA 1 b	670	57	860	24
HA 2	510	56	770	13
HA 3	380	167	2000	0
HA 4	410	182	1925	0
HA 6 a	440	78	1000	13
HA 6 b	400	150	2400	10
HA 7 a	415	72	750	18
HA 7 b	480	200	940	0
HA 8	350	145	1825	0
HA 19	358	190	2250	12
HA 23	298	225	3400	20
HA 24	312	167	2660	32
HA 26	602	63	660	25
CM 4	345	362	6500	13
CM 11 a	340	300	6700	13
CM 11 b	313	285	3800	18
CM 13	278	261	3170	0

Anatexites largement cristallines -

HA 5	372	145	1900	0
HA 15	300	172	3000	13
HA 16	295	205	1480	12

2 - Symétrie - L'ensemble des résultats et de leur interprétation peut se résumer en quatre points :

a) état monoclinique des feldspaths pour tous les faciès.-

— Les feldspaths potassiques sont monocliniques ou à faible triclinisme dans l'ensemble de l'Arc de Fix ;

— Les anatexites largement cristallisées et granite à gros grain qualifiés d'anatexie locale par analogie avec ceux décrits par M. Roques dans le Lézou, renferment également des feldspaths monocliniques.

b) analogie des yeux feldspathiques avec ceux des gneiss ocellés de la Montagne Noire.- Les mégacristaux feldspathiques ont les mêmes caractères structuraux et chimiques (Or 82 pour le feldspath homogénéisé) que les feldspaths des formations ocellées de l'Agoût (Montagne Noire). L'étude de monocristaux aux rayons X les montre également monocliniques ; de même, ils rentrent dans la catégorie des feldspaths "anormaux" si on considère la relation entre les dimensions de la maille, l'état structural et la composition (Wright, 1968). Elle montre, compte tenu de la composition du feldspath, que la forme monoclinique ne représente pas une forme de cristallisation métastable, c'est-à-dire qu'elle a bien cristallisé dans les conditions thermiques normales de stabilité de l'orthose (cf. Montagne Noire)

c) signification de l'état monoclinique des feldspaths.-

— Au Sud et au Sud-Est et prolongeant l'Arc de Fix, les formations ocellées des Cévennes médianes s'insèrent dans un contexte métamorphique dont le niveau correspond à la base de l'amphibolite faciès de basse pression, si on en juge d'après les paragenèses décrites par Q.A. Palm (1957) et plus récemment par A. Weissbrod (1967). Le feldspath monoclinique représente là, la forme structurale normale pour un feldspath cristallisant dans les conditions p.t de la catazone.

— Par contre, la valeur constamment nulle ou faible du pourcentage de triclinisme, trouvée pour les feldspaths des gneiss ocellés de l'Arc de Fix, présente un intérêt particulier.

En effet, si dans le synclinal de Massiac, les formations ocellées ou leptyniques se trouvaient interstratifiées parallèlement à la schistosité et à la zonéographie (D. Chaillou), tel n'est pas le cas ici où la bordure occidentale de l'Arc de Fix est en contact avec des niveaux métamorphiques (métamorphisme I) de nature variée (voir fig. p.106) depuis des micaschistes et des gneiss à deux micas jusqu'à des gneiss à feldspath potassique et sillimanite (F.H. Forestier, 1961 et S. Lemoine, 1967).

Les paragenèses minérales indiquent donc un éventail de conditions thermodynamiques allant du sommet du faciès amphibolite à la base du faciès amphibolite, éventail qui inclut (comme vu précédemment par la comparaison de la symétrie des feldspaths des ortholeptynites de l'Allagnon et de la Haute Dordogne) les conditions de température correspondant à l'inversion de symétrie du feldspath potassique.

La symétrie constante observée dans l'ensemble de l'Arc de Fix, quel que soit le degré métamorphique des ectinites qui le bordent, revêt donc une double signification, elle témoigne :

- de l'unité de la formation ocellée ;

- et de son indépendance vis à vis des conditions thermodynamiques qui ont présidé au métamorphisme I aboutissant à la constitution des migmatites fondamentales.

La symétrie du feldspath complète les arguments proposés par F.H. Forestier pour séparer le processus générateur des formations oeillées du métamorphisme I.

Ce processus indépendant postérieur peut être lié à un apport métasomatique (cette hypothèse est celle de la migmatisation II avancée par F.H. Forestier, 1961). L'existence de deux types de feldspath potassique, la constance de la symétrie et la symétrie monoclinique ne plaident pas en faveur de cette hypothèse au moins pour le processus essentiel.

Restent les hypothèses d'un dépôt sédimentaire, ou de la mise en place d'un granite syntectonique, ces roches ayant été modifiées ultérieurement sous l'influence de l'anatexie vellave.

Les mégacristsaux des gneiss oeillés de l'Arc de Fix présentent des points communs avec ceux des gneiss oeillés de la Montagne Noire ; ils sont généralement moins bien individualisés (coexistence avec feldspaths perthitiques en film), ce qui est dû à une transformation plus importante qu'en Montagne Noire liée à l'anatexie. Or dans cette région, il apparaît clairement que les mégacristsaux sont géochimiquement différents des feldspaths de l'anatexie leucocrate, et ont cristallisé antérieurement à celle-ci sous forme monoclinique dans les conditions de stabilité de l'orthose. Nous pensons qu'il en est de même dans l'Arc de Fix et considérons ces mégacristsaux comme pouvant appartenir à un granite syntectonique placé dans la zone d'influence de l'anatexie vellave.

d) Cas particulier du niveau de Pinols. - Le feldspath potassique du niveau oeillé de Pinols fait exception aux résultats ci-dessus : en effet, l'étude diffractométrique montre qu'il s'agit d'un microcline intermédiaire dont le pourcentage de triclinisme $P = 54$ représente une valeur statistiquement rare (voir conclusions générales). Il convient à ce propos de revenir sur les caractéristiques de cette roche et de ce niveau, par rapport à l'Arc de Fix :

— Ce niveau oeillé est réellement stratoïde (contrairement à l'Arc de Fix qui se trouve accolé tout au long de la bordure orientale au granite du Velay en formations congénères). Selon F.H. Forestier (1961) ce niveau constitue une échine étroite qui semble plonger au Nord comme au Sud sous les micaschistes à 2 micas encaissants.

— Au point de vue pétrographique, ce niveau présente un faciès leptynique dominant, et les macrocristaux de feldspaths répartis au sein de la matrice leptynique, parallèlement à la schistosité, présentent des contours bien définis, contrairement à ceux de l'Arc de Fix.

— Au microscope, la structure est assez cataclastique. Le fond, essentiellement quartzeux présente une schistosité soulignée par des lits de muscovite et biotite. Se détachent sur ce fond, quelques nodules quartzeux constitués par des cristaux de quartz en association en jeu de patience, et des macrocristaux de feldspaths potassiques : ceux-ci sont maclés selon la loi de Carlsbad et perthitiques. Ils apparaissent moirés par endroits et sont envahis parfois par du quartz en gouttelettes. Certains d'entre eux, toujours

maclés selon la loi de Carlsbad se révèlent constitués par une mosaïque de cristaux, ce qui est l'indice d'une probable recrystallisation. Cette mosaïque de cristaux plus ou moins moirés représente le support matériel de la variété d'indices de triclinicité trouvée, et n'a jamais été observée dans les faciès oeillés de l'Arc de Fix dont les feldspaths sont régulièrement monocliniques. La symétrie variée et triclinique correspond donc à un phénomène de recrystallisation, et doit être considérée par rapport au contexte métamorphique.

— Le niveau de Pinols comme celui de Desges est inclus dans des micaschistes à muscovite et biotite. Définir les conditions et le degré du métamorphisme paraît difficile, car ils renferment des minéraux dont les conditions de stabilité sont réputées très différentes : c'est ainsi que F.H. Forestier y signale la présence de grenat, tourmaline, andalousite, et surtout un horizon à disthène s'allongeant sur 10 km d'Ouest en Est ; sillimanite et cordiérite quoique plus rares, sont également représentées. Une telle paragenèse peut être liée à la succession de conditions thermodynamiques variées, dont le feldspath témoignerait également : primitivement monoclinique, il aurait recrystallisé au moins partiellement, dans les conditions plus superficielles de la mésozone, pour lesquelles le microcline représente la forme stable.

Une telle interprétation place la formation oeillée de Pinols simplement au rang de niveau feldspathique inclus dans la série métamorphique, et subissant les effets d'un réajustement à des conditions thermodynamiques plus superficielles.

— A ce propos, il est intéressant de considérer les âges absolus mesurés par la méthode au Sr sur les minéraux de cette formation (in Lemoine, 1967), soit : 341 ± 9 M.A. pour la biotite - 316 ± 6 M.A. pour la muscovite.

L'âge de la biotite est le même que celui de la biotite de l'anatexite de Lempdes (migmatite fondamentale de la série brivadoise : 344 ± 8 M.A.) (Lemoine, 1967), et nettement plus élevé que celui de la biotite des formations oeillées présumées équivalentes de l'Arc de Fix, datée à 293 ± 4 M.A. (Lemoine, 1967). La muscovite, par contre, est d'âge plus récent que la biotite coexistante, ce qui est assez inhabituel dans l'ensemble des résultats de géochronologie.

Les résultats de géochronologie absolue tendent ainsi à confirmer la distinction entre la formation oeillée de Pinols et celle de l'Arc de Fix. Cette différence peut être liée à une genèse initiale différente, le niveau de Pinols représentant un niveau feldspathique inclus dans la série métamorphique I et subissant une recrystallisation. Cette différence peut aussi simplement dépendre de la position thermodynamique respective de ces formations au cours du métamorphisme hercynien : le niveau de Pinols a subi un métamorphisme dans les conditions de la mésozone qui aboutit à la recrystallisation des feldspaths sous forme triclinique, alors que les formations de l'Arc de Fix se sont trouvées à proximité immédiate de la zone d'anatexie du Velay, et à ce titre ont leurs micas considérablement rajeunis et renferment des feldspaths qui ont été recrystallisé ou ont été maintenus dans les conditions de stabilité de l'orthose.

3 - Oligoéléments - Quatre points résument leur intérêt et leur signification pétrogénétique.

a) *Corrélation entre oligoéléments dans les feldspaths.* - Les teneurs en Sr, Ba et Rb ont été reportées sur deux diagrammes Sr/Ba et Rb/Sr, pour l'ensemble des résultats sur le Haut-Allier (fig.38 et fig.39). On peut voir qu'il existe une bonne corrélation positive entre Sr et Ba dans un feldspath (cf. Montagne Noire) et une plus faible corrélation négative entre Sr et Rb.

b) *Déséquilibre géochimique entre unités contiguës.* - Les feldspaths des gneiss oeillés de l'Arc de Fix sont relativement pauvres en Sr et Ba et plus riches en Rb que les feldspaths des faciès pélitiques appartenant à la série brivadoise qui les jouxtent.

Il existe en quelque sorte une discordance géochimique entre les deux unités contiguës en ce qui concerne les feldspaths potassiques.

c) *Géochimie particulière de la zone de contact entre gneiss oeillés et la série brivadoise.* - Le domaine des formations oeillées de l'Arc de Fix -1- s'étend jusqu'à des valeurs Sr et Ba extrêmement faibles. Ces teneurs caractérisent les feldspaths situés à la bordure occidentale de l'Arc de Fix, c'est-à-dire le long de la zone que F.H. Forestier désigne sous le terme de front des migmatites.

De telles teneurs rappellent celles des feldspaths de pegmatite et leur signification ne nous apparaît pas clairement ; on peut toutefois rapprocher ce phénomène, de l'auréole sodique, pouvant atteindre une centaine de mètres d'épaisseur, décrite par F.H. Forestier en avant du contact gneiss - migmatites oeillées. On peut aussi rappeler l'abondance d'apatite dans le faciès oeillé au contact des formations du métamorphisme I. Ne peut-on voir là les expressions d'un même phénomène ?

F.H. Forestier interprète l'auréole sodique comme le front avancé de la migmatisation oeillée ; à notre avis, elle peut traduire également la mise en mouvement d'éléments relativement mobiles, comme le sont Na et Rb, au contact de deux formations lithologiquement très différentes et donc en déséquilibre chimique, lors d'une mobilisation liée à l'anatexie apparente plus à l'Est.

Cette différenciation oligoélémentaire souligne l'unité et l'indépendance de l'Arc de Fix par rapport aux terrains métamorphiques du Brivadois ; est-elle contemporaine de la mise en place des roches qui le constituent, ou s'agit-il d'une mobilisation ultérieure liée à la migmatisation vellave ? Nous penchons pour cette seconde solution.

d) *Existence de deux stades cristallogénétiques.* - Les extractions de feldspaths (a) ont été réalisées à partir de roches totales, et les extractions (b) à partir de lots enrichis en mégacristaux. Les teneurs en Rb sont équivalentes dans les couples (a) - (b) correspondant à une même roche, mais le Sr et le Ba se trouve en proportion moindre dans les extractions (a). Les gneiss oeillés de l'Arc de Fix renferment donc des feldspaths à caractères oligoélémentaires différents, ce qui confirme la distinction, basée sur l'étude micrographique, entre mégacristaux maclés selon la loi de Carlsbad, et feldspath en cristaux isodiamétriques perthitiques en film dont la cristallogénèse nous paraît liée à la migmatisation hercynienne.

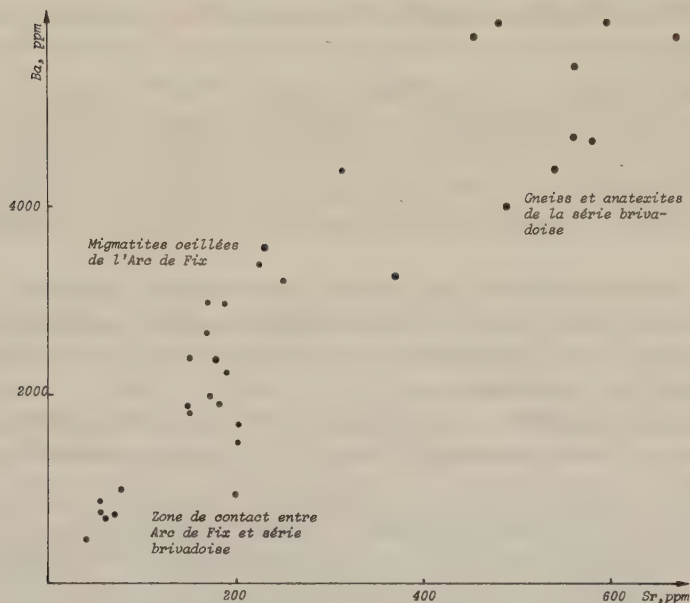


Fig. 38.- Comparaison des teneurs en Sr et Ba dans les feldspaths potassiques de l'Arc de Fix (•) et de la série brivadoise (•)

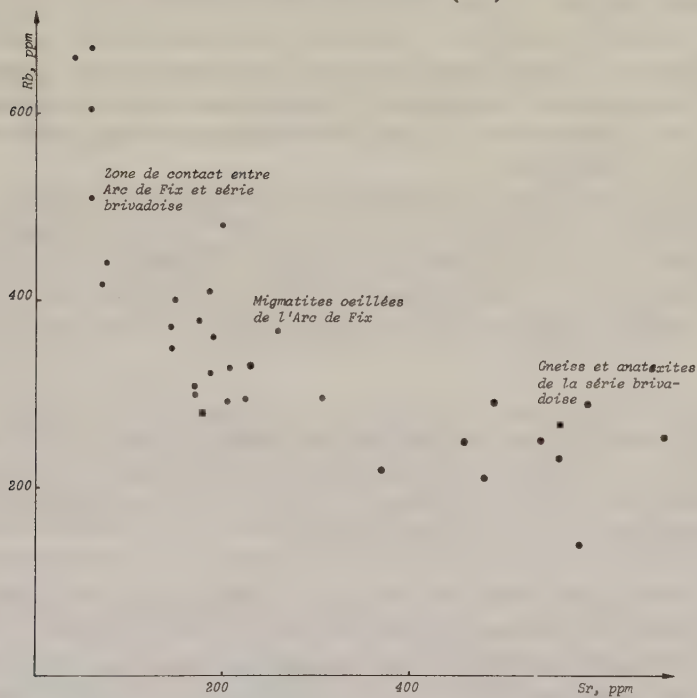


Fig. 39.- Comparaison des teneurs en Sr et Rb dans les feldspaths potassiques de l'Arc de Fix (•) et de la série brivadoise (•).

Cette distinction est d'autant plus significative qu'elle est déjà apparue et plus nettement, à propos des relations de composition entre mégacristsaux des gneiss oeillés et feldspaths d'anatexites leucocrates en Montagne Noire. La composition d'un oeil isolé dans l'anatexite leucocrate du Velay (p. 148) confirme également cette individualité géochimique.

Les caractéristiques oligoélémentaires des feldspaths potassiques appuient ce que l'étude pétrographique et chimique suggéraient, à savoir une cristallogénèse en plusieurs temps, les feldspaths perthitiques en film liés à l'anatexie représentant le dernier stade.

D - LE GRANITE DE ROCLES (CEVENNES MEDIANES)

Il a fait l'objet de notre attention : Q.A. Palm le considère en effet comme un granite syncinématique contemporain de la formation des dômes de gneiss oeillés du Tanargue.

Ce granite forme un laccolite concordant intercalé au sommet de la catazone (Weissbrod 1967) et présentant 3 faciès principaux passant graduellement des uns aux autres ; ce sont de bas en haut :

- faciès à biotite,
- faciès à muscovite et biotite,
- faciès à muscovite.

Une évolution basée sur la nature des perthites se dessine à travers ces faciès, depuis perthite en films jusqu'aux perthites en taches.

Enfin, la composition du plagioclase varie de An 10-25 dans le faciès à biotite à An 5-10 dans le faciès à muscovite. Q.A. Palm (1957) attribue ces 3 faciès à la cristallisation différenciée d'un magma granitique, le granite à biotite ayant cristallisé à une température supérieure à 660° alors que la P d'H₂O augmentant, les autres faciès ont cristallisé à des températures régulièrement décroissantes.

Dans un tel contexte, il était intéressant de comparer les caractéristiques des feldspaths potassiques des différents faciès :

Echant.	Rb, ppm	Sr, ppm	Ba, ppm	P
CM 5	463	163	1000	7
CM 6	1600	78	830	15
CM 7	690	40	350	13

Il n'existe donc pas de différences essentielles entre eux :

- les feldspaths potassiques sont monocliniques quel que soit le faciès. L'augmentation de pression et la variation de température, dont l'étendue nous est inconnue, ne se manifeste pas dans la symétrie du feldspath dont la forme structurale correspond au milieu métamorphique encaissant catazonal ;
- à des degrés légèrement différents, les feldspaths sont remarquablement appauvris en Sr et Ba, ce qui, à l'échelle du minéral, confirme la filiation établie cartographiquement et pétrographiquement entre les 3 faciès.

On peut remarquer que le faciès à biotite renferme les feldspaths les plus pauvres en Rb et les plus riches en Sr et Ba ; il est probable qu'une étude relative des minéraux coexistants des trois faciès permettrait de préciser le principe de distribution entre phases.

E - LES ANATEXITES LEUCOCRATES DU VELAY

Ce terme couvre les nébulites décrites par Q.A. Palm dans les Cévennes médianes et les anatexites à sillimanite et à cordiérite qui envahissent les formations oeillées en bordure du granite du Velay, à partir d'Issanlas (Ardèche) jusqu'à l'Est de Thueyts (F.H. Forestier).

— Les feldspaths sont pauvres en Sr et Ba, et assez riches en Rb, ce qui n'est pas sans rappeler les résultats obtenus sur les faciès analogues que représentent les anatexites leucocrates de la Montagne Noire.

Réf.échant.	Rb,ppm	Sr,ppm	Ba,ppm	P
HA 18	330	205	1675	0
CM 1	712	100	725	18
CM 2	338	72	1070	0
CM 8	700	258	1250	10

— La composition oligoélémentaire d'un oeil feldspathique morphologiquement bien différencié (CM 4) inclus dans une matrice anatexique, est la suivante :

Rb ppm	Sr ppm	Ba ppm
345	362	6500

Cette composition est identique à celle des feldspaths des gneiss oeillés de la région et très différente de celle du feldspath de l'anatexite. Ce résultat, bien qu'unique (compte tenu de l'individualisation morphologique rare des yeux feldspathiques), prend une signification grâce aux résultats obtenus sur les feldspaths de la Montagne Noire où les feldspaths des yeux ont, eux aussi, des caractères différents de ceux des anatexites, et où le sens de cette différence est le même qu'ici, à savoir, feldspath de l'oeil plus riche en Sr et Ba que le feldspath de l'anatexite.

On est tenté de voir ainsi dans les yeux, une phase rélictuelle d'un faciès envahi par la migmatisation vellave.

V - INTERPRETATION PETROGENETIQUE

Cette interprétation porte sur la signification des oligoéléments et de la symétrie des feldspaths potassiques, telle qu'elle peut se déduire de l'étude qui précède, et sur l'histoire pétrogénétique de la région.

A - SYMETRIE DES FELDSPATHS POTASSIQUES

Symétrie et niveau métamorphique.- Les feldspaths potassiques d'une roche métamorphique ayant cristallisé dans les conditions thermodynamiques de la base de l'amphibolite facies de basse à moyenne pression sont monocliniques ou très faiblement tricliniques (cf. série brivadoise).

B - OLIGOELEMENTS DES FELDSPATHS POTASSIQUES

1 - Oligoéléments et lithologie.- Les feldspaths potassiques des roches métamorphiques, dont le matériel d'origine est essentiellement pélitique (anatexites à cordiérite type Aubusson, anatexites schisteuses à sillimanite et gneiss à sillimanite de la série brivadoise), sont riches en Sr et Ba.

Les leptynites ortho se distinguent des leptynites para ou mixtes par la faible teneur en Sr et Ba de leurs feldspaths potassiques.

2 - Oligoéléments et coefficient de partage entre minéraux.- Le coefficient de partage du Rb entre biotite, feldspath potassique et muscovite coexistants est le même que celui défini comme moyen à propos de l'étude de la Montagne Noire, ce qui confirme sa relative insensibilité aux conditions $p - t$ dans lesquelles les minéraux ont cristallisé.

La distribution du Sr entre feldspath potassique et plagioclase s'accorde avec la courbe établie expérimentalement par Iiyama (1968) ; par contre pour le Rb et le Ba, l'accord est moins bon, ce qui suggère pour ces éléments une distribution plus sensible aux conditions $p - t$ de cristallisation.

3 - Oligoéléments, critère de distinction entre anatexites.- Les feldspaths des anatexites à cordiérite de type Aubusson sont riches en Sr et Ba, ceux des anatexites leucocrates sont beaucoup plus pauvres en ces deux éléments et plus riches en Rb. Le caractère de ces derniers peut être dû à un effet de ségrégation lié au processus d'anatexie différentielle.

4 - Oligoéléments et caractère topochimique d'un métamorphisme.- Le topochimisme d'une migmatisation peut se déduire des teneurs en oligoéléments des feldspaths (cf. série brivadoise) : il y a réutilisation d'un matériel préexistant in situ, et il n'y a pas d'homogénéisation à grande échelle.

C - HISTOIRE PETROGENETIQUE DE LA REGION

Les feldspaths potassiques démontrent par leurs caractères structuraux et oligoélémentaires, l'indépendance et la postériorité des formations oeilées de l'Arc de Fix par rapport aux roches métamorphiques du métamorphisme I.

Il existe deux types de feldspaths potassiques dans l'Arc de Fix : les mégacristsaux et les feldspaths perthitiques en film ; ces derniers sont rattachés à la phase de migmatisation du Velay, car ils deviennent majoritaires dans les faciès anatexites gros grain de même composition chimique que les gneiss oeillés, mais situés au contact du granite du Velay ou des faciès migmatitiques congénères.

Les particularités de la zone de contact entre Arc de Fix et roches du noyau arverno-vosgien (métamorphisme I) sont attribuées à une mobilisation liée à la migmatisation du Velay et qui s'exerce précisément à la limite d'unités géologiques de composition chimique différente et donc de susceptibilité différente aux conditions thermodynamiques ambiantes.

On peut ainsi essayer de résumer les événements géologiques de la région :

- métamorphisme I affectant une série pélitique ;
- mise en place à la manière d'un granite syntectonique d'une roche à mégacristsaux feldspathiques ;
- migmatisation du Velay se traduisant :
 - dans la zone de contact entre l'Arc de Fix et roches métamorphiques du métamorphisme I par une mobilisation d'éléments chimiques ;
 - dans les formations oeillées par l'apparition d'un faciès anatexite gros grain où les mégacristsaux sont rares, alors que les feldspaths potassiques perthitiques en film analogues à ceux des anatexites leucocrates abondent ; ce faciès est localisé tout au long du contact avec le granite du Velay, et passe en allant vers la bordure occidentale de l'Arc à des faciès de moins en moins riches en feldspaths perthitiques en film.

CHAPITRE III

LES MONTS DU LYONNAIS

LEGENDE

Terrains sédimentaires

-  Terrains post-houillers
-  Houiller (Stephanien)
-  Viséen non métamorphique

Terrains métamorphiques

Série de la Brévenne

-  Groupe de Violay (c calcaire)
-  Groupe du Mont Arjoux
-  Groupe de St Julien sur Bibost
-  Groupe de La Giraudière
-  Groupe de Courzieu-Sain Bel
-  Gneiss chloriteux d'Eveux(orthogneiss)

Groupe d'Affoux

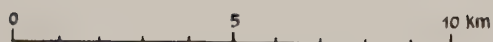
-  Gneiss chloriteux (Série des Monts du Lyonnais rétrotransformée)

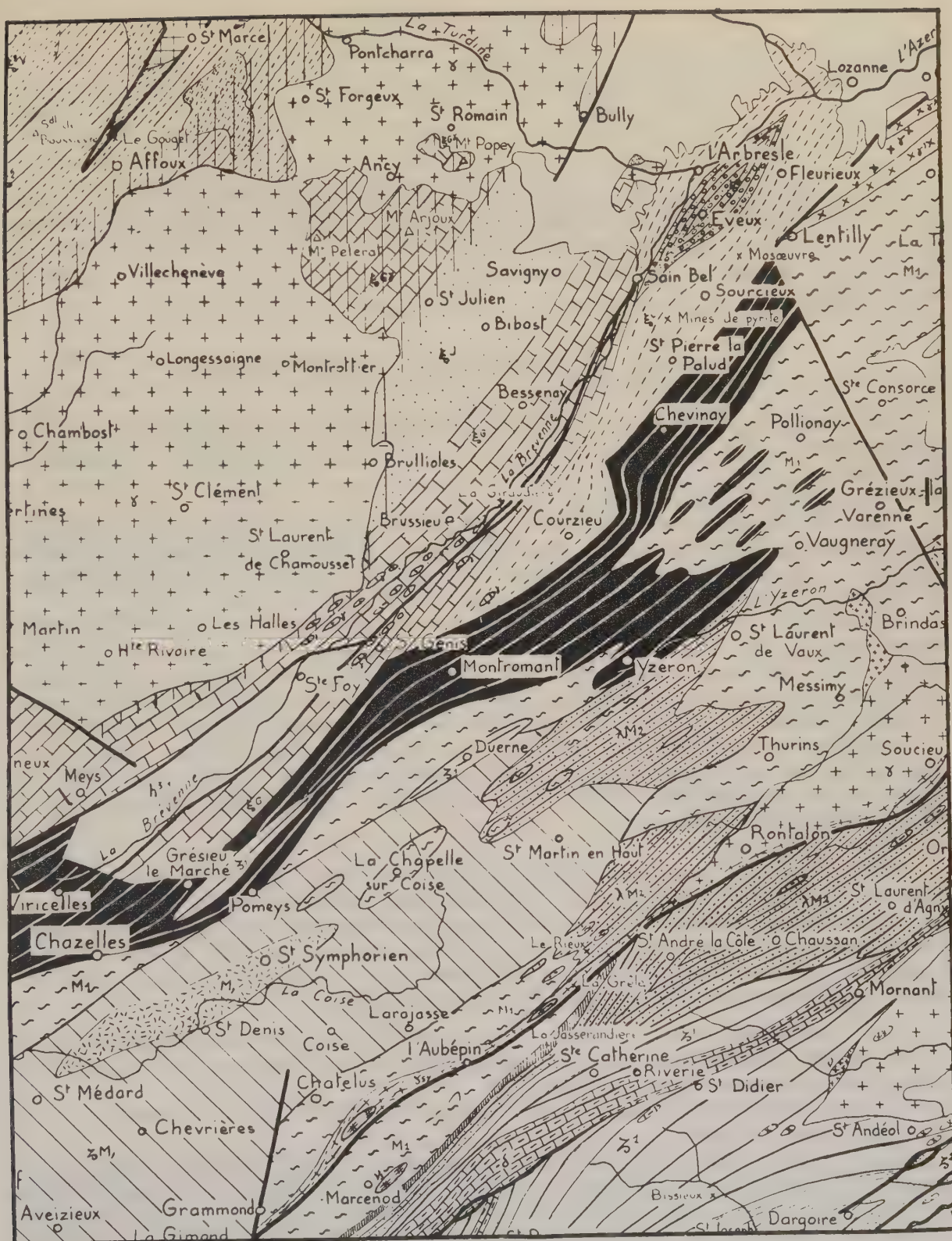
Série des Monts du Lyonnais

-  Micaschistes à deux micas
-  Gneiss à deux micas
-  Gneiss à biotite et sillimanite
-  Gneiss à biotite, cordiérite, grenat
-  Amphibolites et gneiss amphiboliques
-  Leptynites (à tendance embrechitique)
-  Embréchites à deux micas
-  Anateixites à biotite ou à deux micas
-  Gneiss-anateixites à biotite et cordiérite
-  Anateixites grenues à biotite et cordiérite

Roches éruptives

-  Tufs rhyolitiques viséens
-  Granite à biotite
-  Vaugnérite
-  Granite orienté à deux micas
-  Granite gneissique syncinématique
-  Diorites et syénites gneissiques
-  Auréole de métamorphisme de contact
-  Granite alcalin sodique, chloriteux
-  Filons de rhyolite sodique





LES TERRAINS CRISTALLINS DE LA REGION LYONNAISE
(d'après J.M. Peterlongo, 1960).

LES MONTS DU LYONNAIS

La région des Monts du Lyonnais a été choisie pour partie de notre étude, car l'étude des feldspaths potassiques peut s'intégrer aux travaux pétrographiques et cartographiques détaillés de J.M. Peterlongo (1958) et apporter des éléments nouveaux sur certains problèmes soulevés à propos de cette région.

I - PRINCIPALES UNITES GEOLOGIQUES DE LA REGION

Les Monts du Lyonnais sont constitués par deux séries métamorphiques discordantes l'une sur l'autre, la série des Monts du Lyonnais et celle de la Brévenne.

LA SERIE DES MONTS DU LYONNAIS (s.s.)

Cette série est schisteuse avec des intercalations gréseuses ; vers la base on trouve un épais niveau de composition acide, probablement d'origine éruptive. Une lithologie très comparable a été rencontrée lors de l'étude de la série métamorphique de l'Allagnon (voir Haut-Allier).

Cette série a été soumise à un métamorphisme régional essentiellement toposchimique, dont le terme le plus métamorphique est représenté par les anatexites à cordiérite de St-Symphorien-sur-Coise (anatexite type Aubusson) ; les faciès gréseux de la série originelle, et le niveau de composition acide auraient donné respectivement des gneiss leptyniques et des leptynites.

Les faciès migmatitiques oeillés (ex. Yzeron) et anatexites leptyniques (ex. Grézieux-la-Varenne) de la série sont attribués à une migmatisation stratoïde correspondant à un épisode tardif et probablement indépendant du métamorphisme fondamental.

LA SERIE DE LA BREVENNE

Cette série est d'origine mixte, mi-sédimentaire, mi-volcanique. Elle est représentée dans la vallée de la Brévenne, les Monts de Tarare et du Beaujolais. Elle s'est déposée sur la série des Monts du Lyonnais déjà métamorphisée et arasée : elle a été soumise à un métamorphisme de type épizonal, ainsi d'ailleurs qu'une partie des Monts du Lyonnais qui montrent des signes caractéristiques de rétro-morphose dans le groupe d'Affoux.

J.M. Peterlongo établit ainsi l'âge relatif des épisodes métamorphiques :

- le métamorphisme épizonal de la série de la Brévenne est lié à l'orogénèse hercynienne ;
- le métamorphisme fondamental et stratoïde des Monts du Lyonnais (s.s.) est calédonien ou anté.

Dans le Lyonnais, ce même auteur remarque qu'aucun argument géologique permet de séparer dans le temps la migmatisation stratoïde du métamorphisme fondamental. Les mesures d'âge absolu au Pb/ α zircon attribuent cependant un âge précambrien au dépôt et au métamorphisme fondamental, alors que la migmatisation stratoïde serait silurienne précédant l'orogénie calédonienne.

- Le Lyonnais a été choisi pour compléter notre étude sur les feldspaths :
- pour comparaison de résultats sur certains faciès déjà rencontrés en Haut-Allier ;
 - pour aborder quelques problèmes mis en évidence par l'étude pétrographique de J.M. Peterlongo (1958) :
 - rétromorphose dans le groupe d'Affoux,
 - caractères relatifs des feldspaths dans les anatexites leptyniques, leptynites et embréchites amygdalaires.

II - ANATEXITES A CORDIERITE DE ST-SYMPHORIEN-SUR-COISE

A) CARACTERES PETROGRAPHIQUES ET CHIMIQUES

Elles occupent le coeur de l'anticlinal des Monts du Lyonnais et correspondent au terme le plus métamorphique de la série : elles sont recouvertes par des terrains de degré métamorphique décroissant, des gneiss à biotite et sillimanite jusqu'aux micaschistes à deux micas. Elles sont donc en gisement fondamental, comme les anatexites à cordiérite de la région de l'Allagnon (Haut-Allier), dont elles présentent d'ailleurs tous les caractères pétrographiques et chimiques.

La moyenne de composition chimique définie par prélèvement statistique entre St-Symphorien et Pont-Français (Rhône) (in J.M. Peterlongo, 1958 p.53) est la suivante :

SiO ₂	67,15
Al ₂ O ₃	16,30
Fe ₂ O ₃	1,60
FeO	3,60
MgO	2,25
CaO	0,75
Na ₂ O	2,35
K ₂ O	3,50
TiO ₂	0,65
MnO	tr
H ₂ O ⁺	2,10
H ₂ O ⁻	0,30
Somme	100,55

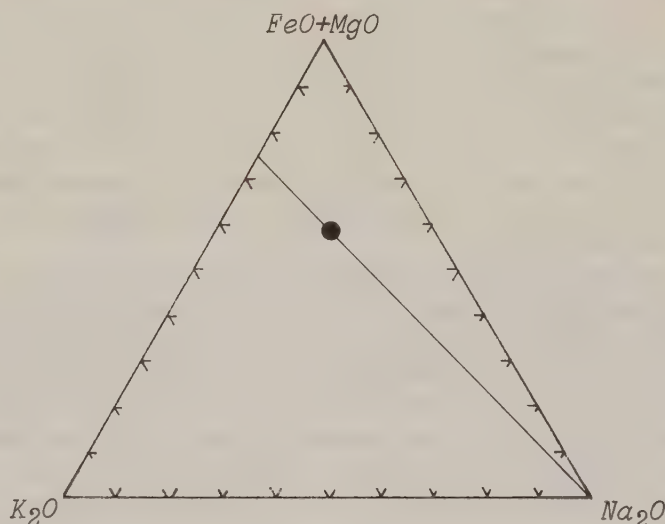


Fig. 40.- Composition des anatexites de St-Symphorien-sur-Coise.

Dans le diagramme FeO + MgO - K₂O - Na₂O (voir fig. 40), le point représentatif se situe dans le domaine où le feldspath potassique ne peut exister que si un minéral ferromagnésien moins riche en K que la biotite, ou totalement dépourvu en cet élément, peut cristalliser ; ici ce minéral est la

cordiérite. Le feldspath potassique apparaît donc comme réactionnel dans ce faciès dont la paragenèse minérale est caractéristique de la base de l'amphibolite faciès :

Quartz	Sillimanite
Feldspath potassique - 2 V = 60 à 70°	Apatite
Plagioclase An 20	Zircon
Biotite + chloritisée avec sagénite	Grenats en petits cristaux
Cordiérite	

B) FELDSPATH POTASSIQUE

Le feldspath potassique présente les caractéristiques suivantes :

P	Sr ppm	Rb ppm	Ba ppm	Pb ppm	Ga ppm	K ₂ O	Na ₂ O	CaO	Or
25	542	252	4400	72,5	14,5	11,60	2,10	0,210	77

— La composition obtenue par diffractométrie X après homogénéisation est Or 84. Le rapport Na de la phase feldspath potassique/Na de la phase plagioclase correspond à une température de cristallisation théorique minimum de 580° (Barth). Rappelons que la réaction de formation de cordiérite et de feldspath potassique à partir de biotite, muscovite et quartz, se réalise expérimentalement à des températures variant selon la pression d'eau, de 590° à 690° (in H.G.F. Winkler 1965, p. 138).

— Le feldspath potassique présente un état structural proche de l'orthose (P = 25 type t) ; un tel pourcentage de triclinisme a déjà été trouvé pour le même faciès dans le Haut-Allier et s'accorde avec les conditions thermodynamiques supposées d'après les paragenèses minérales (zone inférieure de l'amphibolite faciès).

— La symétrie du feldspath ne paraît pas affectée par le métamorphisme de type épizonal de la série de la Brévenne qui se situe à peu de distance au Nord (voir les effets de ce métamorphisme dans le groupe d'Affoux).

— La composition oligoélémentaire du feldspath potassique est caractéristique : le Sr est dominant sur le Rb et le Ba abondant ; cette composition remarquable, car statistiquement rare dans les feldspaths de roches métamorphiques (voir conclusions générales), se retrouve en diverses régions (Allagnon - Haut-Limousin) pour le même faciès.

III - LEPTYNITES ET ANATEXITES LEPTYNIQUES

A) RELATIONS DE TERRAIN ET ORIGINE

1°) Leptynites et gneiss. Les leptynites affleurent au Sud de la faille de Soucieu selon une bande grossièrement orientée SO-NE dont l'épaisseur varie : minimum à l'Ouest, elle est de l'ordre de 2000 m à l'Est. Elles représentent une variation latérale de faciès comme l'indique la continuité du niveau amphibolique de la Riverie, inclus dans des gneiss à l'Ouest et se poursuivant dans les leptynites à l'Est.

Compte tenu de leur épaisseur et de leur passage latéral à des gneiss, J.M. Peterlongo les considère comme des tufs pyroclastiques acides plus ou moins remaniés et sédimentés.

2°) Leptynites et anatexites leptyniques. Les deux faciès sont étroitement intriqués à l'échelle régionale (panneaux de leptynites dans les anatexites, passage latéral avec intrication mutuelle) et à l'échelle de l'affleurement (tous les septa dans les anatexiques sont leptyniques).

B) COMPOSITION CHIMIQUE ET MINÉRALOGIQUE

Deux analyses permettent la comparaison :

— 1 - Leptynite St-André-la-Côte (cimetièrre) échantillon représentatif de la moyenne des leptynites (in J.M. Peterlongo 1958 p. 37).

— 2 - Anatexite à biotite - Carrière du Rieux, 3,5 km NNO de Ste-Catherine (in J.M. Peterlongo, 1958 p.37).

Réf.éch.	- 1 -	- 2 -
SiO ₂	69,80	72,25
Al ₂ O ₃	15,10	15,00
Fe ₂ O ₃	3,20	0,45
FeO	1,50	1,75
MgO	1,40	0,55
CaO	1,95	1,25
Na ₂ O	2,45	2,65
K ₂ O	3,50	4,85
TiO ₂	0,25	0,25
P ₂ O ₅	0,30	0,15
MnO	0,10	tr
H ₂ O ⁺	0,50	0,25
H ₂ O ⁻	0,05	0,05
	-----	-----
Somme	100,10	99,45

Les analyses modales suivantes correspondent à ces deux faciès dans les mêmes gisements ; entre parenthèses, figure la composition modale moyenne du faciès (in J.M. Peterlongo, 1958, p. 42 et 44).

	- 1 -	- 2 -
Quartz	38 % (36)	29 % (32)
Feldspath potassique	24 % (22)	32 % (33)
Plagioclase (An 25)	26 % (30)	30 % (28)
Biotite	8 % (10)	8 % (6)
Grenat	3 % (2)	1 % (1)
Cordièrite	1 %	
Muscovite		1 %

La comparaison des analyses chimiques fait apparaître une augmentation en K (faible : 1,7 % en pourcentage d'atomes) du faciès leptynique au faciès anatexite, qui se traduit minéralogiquement par celle du feldspath potassique.

Dans la carrière du Rieux, on observe des septa de leptynites dans les anatexites ; leurs analyses modales montrent toujours la même variation.

	Leptynite en septum		Anatexite encaissante
Quartz	33 %		29 %
Feldspath potassique (- 2 V = 70)	22 %	- 2 V = 80 °	32 %
Plagioclase (An 25)	30 %	An 20	30 %
Biotite	15 %		8 %
Grenat	1 %		1 %

Ce sont précisément les feldspaths potassiques de ces deux faciès de la carrière du Rieux qui seront étudiés et comparés plus loin (§ D). L'étude microscopique confirme la parenté des deux roches : sur un fond granoblastique se développent des cristaux à contours amiboïdes de feldspath et quartz étroitement intriqués, la biotite persistant sous forme de traînées plus ou moins continues. De tous ces caractères, J.M. Peterlongo conclut que les anatexites leptyniques dérivent de la mobilisation des leptynites, couplée avec une faible métasomatose potassique.

Cependant, dans l'hypothèse où les compositions chimiques correspondent à la composition originelle, trois points méritent attention :

— 1 - Les leptynites appartiennent au domaine des paraleptynites défini par P. Davoine (1969) alors que les anatexites leptyniques se situent dans le domaine des ortholeptynites. L'intrication de faciès observée est cohérente avec une telle origine mixte.

— 2 - Une composition d'origine différente peut induire une évolution particulière lors du métamorphisme ; ainsi, le rapport Ab/An différent dans les deux faciès laisse prévoir, toutes conditions thermodynamiques égales, une susceptibilité différente à l'anatexie : le rapport Ab/An plus faible des paraleptynites les rend théoriquement moins "fusibles" que les ortholeptynites ; loin d'aboutir à une homogénéisation, la migmatisation peut souligner les différences lithologiques.

— 3 - La composition normative Q : Ab : Or des anatexites leptyniques correspond à la composition eutectique déduite théoriquement de leur propre rapport Ab/An, ce qui veut dire que, placée dans des conditions thermodynamiques compatibles avec une anatexie, la totalité de la roche subira cette fusion au point eutectique (la quantité d'eau présente pouvant toutefois la limiter) ; il n'y aura pas de restat, et si la recristallisation a lieu in situ, la composition globale sera identique à la composition d'origine.

Une simple différence de composition originelle peut donc expliquer un comportement différentiel lors du métamorphisme fondamental, et il ne paraît pas indispensable de supposer une phase de métamorphisme particulière pour expliquer la genèse des faciès anatexiques leptyniques.

C) NIVEAU METAMORPHIQUE

Les paragenèses sont ubiquistes, et le niveau métamorphique ne peut être déduit que des terrains encaissants. Leptynites et anatexites leptyniques sont interstratifiées entre des gneiss à biotite et sillimanite et des gneiss à biotite et cordiérite. Elles occupent donc la même position zonéographique

et probablement stratigraphique que les leptynites de la région de l'Allagnon: elles appartiennent à la zone la plus profonde de l'amphibolite facies.

D) LES FELDSPATHS POTASSIQUES

Comme le présentait J.M. Peterlongo (1958) d'après les valeurs d'angle d'axes, les feldspaths de leptynites et d'anatexites se révèlent différents, sur le plan oligoélémentaire et structural. Cette individualité est d'autant plus démonstrative notamment en ce qui concerne les oligoéléments, que les échantillons analysés proviennent d'une même carrière où les anatexites contiennent les leptynites en septa (carrière du Rieux).

1°) Etat structural - Le pourcentage de triclinisme P et l'angle des axes sont les suivants :

- 1 -	- 2 -
Feldspath potassique Leptynite en septum dans anatexite	Feldspath potassique d'anatexite
P $\approx$ 28 (t)	P $\approx$ 46 (t)
- 2 V = 70°	- 2 V = 80°

Le pourcentage en molécules d'orthose des feldspaths homogénéisés est différent : Or 83 pour le feldspath potassique -1- et Or 92 pour le feldspath potassique -2-. Si la composition chimique modifie l'angle des axes, quel que soit l'état structural, les courbes et calculs théoriques montrent qu'à une plus forte teneur en Na, correspond un plus grand angle d'axes. Par conséquent, la composition chimique ne peut expliquer la différence d'angle d'axes.

Les deux feldspaths sont des microclines à pourcentage de triclinisme intermédiaire, et la zone (131 - 131) se présente dans les deux cas sous forme d'un pic élargi (symbole t - voir conclusions générales).

Si le pourcentage P trouvé pour le feldspath potassique de la leptynite -1- correspond à un microcline à faible triclinisme, celui du feldspath des anatexites -2- a une valeur statistiquement rare (voir conclusions générales). Leur position respective (fig.41) dans le diagramme proposé par T.F.W. Barth (1969) semble confirmer cette différence :

— le feldspath de leptynite se situe dans le domaine des phases stables : celui du microcline intermédiaire, avec un degré d'ordre d'environ 46, ce qui le place au-dessus du point théorique de la transformation orthose $\rightarrow$ microcline ;

— par contre, le pourcentage de triclinisme et l'angle des axes du feldspath de l'anatexite -2- ne semblent pas cohérents, ce qui suggère un état structural particulier correspondant à un état métastable.

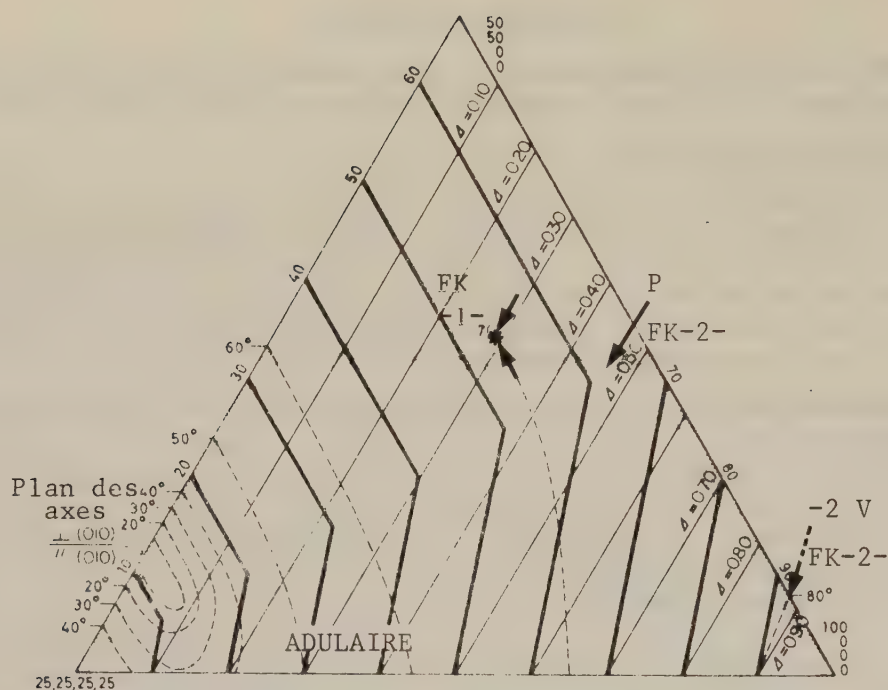


Fig.41.- Feldspath potassique de leptynite et anatexite (Carrière du Rieux)

- Triclinicité (Δ).
- Ordre à grande distance.
- Angle des axes optiques ($-2V$).

Emplacement des phases stables de feldspaths potassiques : le bord gauche correspond au champ de la sanidine et de l'orthose ; la zone traversant le triangle et le bord droit représentent le champ des microclines intermédiaires à maximum.

Caractéristiques des différents types structuraux de feldspaths potassiques (d'après T.F.W. Barth).

Au N.E, les anatexites de Grézieux-la-Varenne présentent des feldspaths à grand angle d'axes $-2V = 80^\circ$, dont le triclinisme maximum mesuré est $P=82$, ce qui les classe parmi les phases stables des feldspaths potassiques de type microcline. Mais des phases de symétrie intermédiaire, probablement métastables sont également repérables [diagrammes type M ($T + t$), voir chapitre Limousin et conclusions générales].

Les causes de tels états structuraux intermédiaires sont variées :

- 1 - transformation polymorphique incomplète d'un feldspath primitivement monoclinique ;
- 2 - feldspath primitivement triclinique ayant subi une augmentation brutale de température ;
- 3 - feldspath ayant cristallisé sous forme désordonnée dans des conditions de basse température.

La cause 2 est improbable, une augmentation de température postérieure au métamorphisme I se serait exercée sur des feldspaths monocliniques, les terrains concernés se situant dans la catazone du métamorphisme I (voir résultats sur Allagnon). Les causes 1 et 3 sont également plausibles et ne peuvent être tranchées ici.

2°) Composition oligoélémentaire - Les éléments Ba, Sr, Rb ont été dosés :

Feldspath potassique Leptynite (en septa dans anatexite)			Feldspath potassique Anatexite à biotite		
Ba	Rb	Sr	Ba	Rb	Sr
3550 ppm	318 ppm	223 ppm	1770 ppm	448 ppm	165 ppm

La différence de composition est significative, le feldspath potassique de la leptynite est plus riche en Sr et Ba que celui de l'anatexite.

Il est remarquable de retrouver la corrélation observée à propos du Haut-Allier entre nature oligoélémentaire des feldspaths potassiques et origine du matériel ; le feldspath, là encore, est plus riche en Sr et Ba dans le faciès considéré d'après sa composition chimique et son gisement comme d'origine para.

De même, les anatexites à biotite de teinte rose de Grézieux-la-Varenne, dont le faciès est analogue aux leptynites et anatexites roses d'origine ortho du Massif Central, ont des feldspaths à teneurs caractéristiques déjà signalées à propos du Haut-Allier (s.l.) c'est-à-dire Ba et Sr remarquablement faibles :

Ba	Rb	Sr
835 ppm	398 ppm	62 ppm

L'originalité de composition du feldspath des anatexites leptyniques par rapport à celui des leptynites, n'est donc pas nécessairement liée à un phénomène métasomatique ou à une ségrégation. Elle peut tout simplement témoigner d'une certaine pérennité des caractères géochimiques des feldspaths potassiques, pérennité déjà démontrée :

- à l'échelle du niveau (région de l'Allagnon) ;
- à l'échelle de l'enclave minéralogique (Montagne Noire).

Dans cette hypothèse, les anatexites leptyniques de l'extrémité orientale de l'axe anticlinal occupé à l'O par les anatexites à cordiérite seraient d'origine ortho, alors que celles des flancs N et S seraient d'origine mixte.

3°) Conclusions sur les feldspaths - Les faciès leptyniques et anatexites leptyniques semblent correspondre à deux matériaux d'origine différente ayant occupé la même position zonéographique dans le métamorphisme I.

La différence de symétrie traduit les effets d'un phénomène II s'exerçant indépendamment des conditions catazonales du métamorphisme I.

Les faciès leptyniques anatexiques renferment des feldspaths microclines intermédiaire ou maximum, il est tentant de relier la cristallisation de ce type de feldspath au phénomène aboutissant à l'apparition du faciès anatexique.

Cependant, dans la région du Haut-Allier, des faciès analogues inclus dans les mêmes niveaux zonéographiques du métamorphisme général (catazone), renferment des feldspaths de symétrie différente (monoclinique) qui ne laissent supposer aucune indépendance entre la cristallisation des feldspaths

et les conditions thermodynamiques du métamorphisme I.

Compte tenu de l'histoire géologique complexe des Monts du Lyonnais, on peut se demander si le phénomène II n'est pas lié à la rétro-morphose manifeste plus au Nord dans le groupe d'Affoux (voir paragraphe suivant). Dans ce cas, la différence d'état structural entre le feldspath de la leptynite du Rieux et de l'anatexite pourrait être liée à une susceptibilité différentielle à la transformation polymorphique ; différence due à une différence de composition chimique du feldspath et de son environnement, et qui se manifesterait d'autant plus dans cette zone que les conditions limites de la transformation polymorphique orthose - microcline semblent atteintes, comme le suggère le pourcentage de triclinisme intermédiaire (t) présenté par les deux feldspaths.

III - EMBRECHITES AMYGDALAIRES

A) FACIES YZERON

On ne trouve ce faciès que sur le flanc Nord de l'anticlinal lyonnais ; il se présente sous forme de lentilles incluses dans les "embréchites" leptyniques et les anatexites à biotite type Grézieux-la-Varenne (voir cartographie J.M. Peterlongo).

1°) Composition chimique et minéralogique - Les compositions chimiques globales des faciès amygdalaire et embréchitique leptynique sont très proches. Celle de l'embréchite amygdalaire de l'Yzeron (in J.M. Peterlongo, 1958 p. 57) est la suivante :

SiO ₂	73,15
Al ₂ O ₃	15,25
Fe ₂ O ₃	0,65
FeO	1,65
MgO	0,55
CaO	1,20
Na ₂ O	3,05
K ₂ O	4,00
TiO ₂	0,25
P ₂ O ₅	0,30
MnO	tr
H ₂ O ⁺	0,30
H ₂ O ⁻	0,05

et correspond à cette composition minéralogique :

Quartz
Feldspath potassique - 2 V = 80° moiré
Plagioclase An 10
Biotite
Muscovite
Grenat rare
Zircon
Somme 100,40

La structure est à cloisons de biotite, muscovite, quartz et feldspath, et la myrmékite abondante. Ce qui est remarquable, c'est que les yeux sont polyminéraux (quartz - plagioclase et feldspath potassique en amas de cristaux engrenés). Quelquefois, les yeux sont feldspathiques, constitués alors par un monocristal, maclé Carlsbad, poecilitique avec inclusions de quartz et plagioclases séricitisés. Des yeux constitués par une mosaïque de cristaux de quartz ont été également observés.

Les plages de feldspath potassique sont moirées et limpides et leur contact avec les plagioclases est souvent souligné par une zone myrmékitique.

Les plagioclases sont non maclés ou maclés albite selon la loi de l'albite, et contiennent parfois des plages à contours diffus de microcline moiré. Les relations quartz amiboïde - microcline en petits cristaux xénomorphes moirés et limpides expriment une mobilité connexe de ces deux éléments. Dans les zones les plus riches en amygdales, les biotites dessinent des figures d'intense microplissement, la matière leucocrate de l'amygdale paraissant alors occuper la tête du micropli.

2°) Feldspaths potassiques - Leurs caractéristiques sont résumées ci-dessous :

Réf. éch.	P	Sr ppm	Rb ppm	Ba ppm	Pb ppm	Ga ppm	K ₂ O	Na ₂ O	CaO	Or % mol.
L 1	20 t	230	345	2620	72,5	13,5	12,60	1,90	0,195	78
L 6	⁸⁰ (T+t)	230	345	2920	54	12	11,80	1,45	0,210	82
L 7	50 t	203	305	3400	28,5	23,5	12,80	1,50	0,212	83

- *Oligoéléments* - A l'exception du Pb, la composition en éléments majeurs et oligoéléments est sensiblement la même, dans le faciès embréchite leptynique et le faciès amygdalaire, ce qui confirme leur liaison étroite et l'origine commune du matériel feldspathique.

- *Symétrie* - Par contre, la symétrie est variée :

— très proche de l'orthose dans le gisement le plus occidental et donc de symétrie compatible avec les conditions thermodynamiques du métamorphisme I dans cette région (conditions dont témoignent les lentilles de gneiss à sillimanite de Grézieux-le-Marché et de Duerne) ;

— elle devient triclinique avec un triclinisme P = 80 (T) dans la région d'Yzeron, à l'Est.

Dans la même carrière, les feldspaths sont de symétrie variée : une phase proche d'un microcline maximum cotoie un microcline intermédiaire dont les caractères sont identiques à ceux définis à propos de l'anatexie du Rieux : état structural particulier correspondant à un état métastable (indice très rarement rencontré).

La symétrie triclinique trouvée ici ne s'accorde pas avec les conditions thermodynamiques supposées atteintes lors du métamorphisme I (base amphibolite facies) ; tout comme la présence de muscovite dans ces formations (contenant en septa des gneiss à sillimanite) conduisait J.M. Peterlongo à séparer les conditions de cristallisation des gneiss de celles des embréchites.

Néanmoins, comme à propos de la comparaison leptynite - anatexite leptynitique subsiste le problème de la nature du phénomène II hétérozonal par rapport au métamorphisme I. Est-il lié directement à la mobilisation aboutissant au faciès que nous observons, ou s'exerce-t-il sur un faciès déjà migmatitique ? Sur ce point, nous renvoyons à la conclusion du chapitre

leptynites - anatexites leptyniques sur l'influence possible de la rétro-morphose caractérisée plus au Nord.

B) GROUPE D'AFFOUX

Le groupe d'Affoux est constitué de gneiss chloriteux affleurant selon une bande au Nord des Monts de Tarare, grossièrement orientée SO-NE entre le groupe de Violay au Nord et le granite de St-Laurent de Chamousset au Sud.

L'étude pétrographique détaillée (J.M. Peterlongo, 1958) montre que les gneiss chloriteux embréchitiques sont l'équivalent des faciès trouvés plus au Sud dans la région d'Yzeron et du Col de Malval. La paragenèse minérale à mica blanc (phengite - $2V = 25^\circ$) chlorite et plagioclase (Ab) avec grains d'épidote et zoïsite est l'indice d'une rétro-morphose dans les conditions de l'épizone (faciès greenschist), conditions épizonales d'ailleurs trouvées dans la plus grande partie de la série de la Brévenne.

Au contact avec le granite de St-Laurent de Chamousset, le même faciès se charge en biotite et recristallise. Il s'agit là du métamorphisme de contact exercé par le granite de St-Laurent.

Les caractères des feldspaths potassiques sont résumés dans le tableau ci-dessous :

Réf. éch.	P	Sr ppm	Rb ppm	Ba ppm	Pb ppm	Ga ppm	K ₂ O	Na ₂ O	CaO	Or % mol.
L 9	76 RD	228	208	4960	50,5	12,5	13,00	1,60	0,240	82
L 10a	74 M ou RD	215	185	5600	72,5	13,5	12,00	1,30	0,215	83
L 10b	76 M(T+t)	216	190	5200	53,5	12	13,40	1,20	0,188	86
L 11	92 T	237	278	3800	-	-	13,80	1,40	0,078	86
L 12	23 t	257	348	3700	46,5	8,5	13,80	1,40	0,195	84

Tous les feldspaths sont tricliniques (à l'exception d'un seul dont le cas sera examiné plus loin). La symétrie des feldspaths est donc en accord avec les conditions épizonales du métamorphisme ayant affecté la série de la Brévenne. Il faut remarquer que certains présentent un état structural complexe :

— soit constitué par un mélange de symétries où se distinguent un état triclinique (T) et un état microcline intermédiaire (t) ;

— soit par un état dit "Randomly disordered" (Christie, 1962), cet état démontrant la présence de domaines ayant toutes les valeurs de symétrie possible entre 0 et la valeur maximum trouvée (76).

Ces états peuvent être reliés aux deux phénomènes métamorphiques particuliers s'exerçant sur la région : rétro-métamorphisme dans l'épizone et métamorphisme de contact ; en effet, dans la région d'Affoux, deux prélèvements réalisés à environ 1 km à vol d'oiseau l'un de l'autre (L 11 et L 12) fournissent des résultats instructifs :

— le premier appartient aux gneiss chloriteux d'Affoux typiques, sans trace apparente de métamorphisme de contact. Le feldspath est un microcline maximum type I ;

— le second se situe dans le faciès de contact le plus proche du granite de St-Laurent de Chamousset : le feldspath potassique est un microcline à très faible triclinisme, se rapprochant ainsi de la symétrie strictement monoclinique trouvée pour le feldspath du granite de St-Laurent Chamousset. L'effet de contact du granite de St-Laurent Chamousset se manifeste donc dans l'évolution de la symétrie du feldspath qui, de triclinique maximum, devient pratiquement monoclinique au contact. Les mélanges de feldspaths M et RD cités plus haut représentent probablement des stades intermédiaires de la transformation.

V - CONCLUSIONS

Le rétro-métamorphisme dans les conditions de l'épizone aboutit à la formation de feldspaths potassiques tricliniques.

Par contre, le métamorphisme de contact aboutit à la transformation d'un microcline en feldspath à pourcentage de triclinisme moindre proche de l'orthose.

En dehors du groupe d'Affoux, on note pour les feldspaths potassiques la présence d'états structuraux particuliers (microcline intermédiaire à pourcentage de triclinisme P moyen, statistiquement rare), dont l'origine ne paraît pas devoir être reliée aux conditions thermodynamiques ayant régné lors du métamorphisme I (cf. comparaison avec résultats sur le Haut-Allier).

Toute la question est de savoir si cet effet est lié à la genèse même du faciès migmatitique (embréchitique ou anatexique) qui serait ainsi postérieure et indépendante du métamorphisme I, ou simplement à la rétro-morphose s'exerçant de manière manifeste plus au Nord dans le groupe d'Affoux.

— L'existence d'un matériel leptynique d'origine mixte, pouvant conduire dès le métamorphisme antécalédonien (I) à une association de faciès migmatitiques et de faciès non migmatitiques ;

— La comparaison avec le Haut-Allier (s.l.) où des faciès très proches, occupant la même position zonéographique dans le métamorphisme I, renferment des feldspaths monocliniques ;

— La répartition de la variation de symétrie des feldspaths potassiques dans les Monts du Lyonnais, le pourcentage de triclinisme augmentant du Sud vers le Nord et de l'Ouest vers l'Est recoupant ainsi les limites pétrographiques et zonéographiques des terrains soumis au métamorphisme I ;

nous incitent à pencher pour la seconde solution, sans certitude absolue compte tenu de la complexité de l'histoire géologique de cette région.

Une telle interprétation répondrait à la question soulevée par J.M. Peterlongo à propos de l'absence de faciès rétro-morphosés dans la région d'Yzeron et Malval, absence qu'il attribue à l'augmentation vers le Sud du degré du métamorphisme II (apparition de gneiss à muscovite et biotite). Dans notre interprétation, la symétrie particulière des feldspaths serait la marque du métamorphisme II s'exerçant sur les Monts du Lyonnais (s.str.) dans des conditions limites épizone - mésozone.

CHAPITRE IV

HAUT-LIMOUSIN ET BAS-LIMOUSIN

HAUT - LIMOUSIN ET BAS - LIMOUSIN

I - GENERALITES

Les résultats concernant le Haut-Limousin et le Bas-Limousin seront traités ensemble : ces deux régions contiguës présentent en effet un certain nombre de faciès communs ou apparentés, et des problèmes similaires d'interprétation se sont posés à propos de l'étude des feldspaths potassiques.

A - APERCU GEOLOGIQUE

1 - Haut-Limousin.- Cette région couvre le département de la Haute-Vienne, la partie occidentale de la Creuse, le Confolentais et le Nontronnais. Au point de vue géologique, elle se raccorde dans sa partie méridionale aux formations du Bas-Limousin et se limite au N et à l'E aux deux failles de Boussac et d'Argentat, enfin à l'O aux terrains sédimentaires du Poitou et de l'Angoumois.

Nous extrayons les caractères géologiques essentiels de cette région de l'important ouvrage de M. Chenevoy (1958), sur les schistes cristallins de la partie N.O du Massif Central français.

— La série cristallophyllienne du Haut-Limousin est constituée en majeure partie de formations de type flysch dans lesquelles se trouvent des roches éruptives :

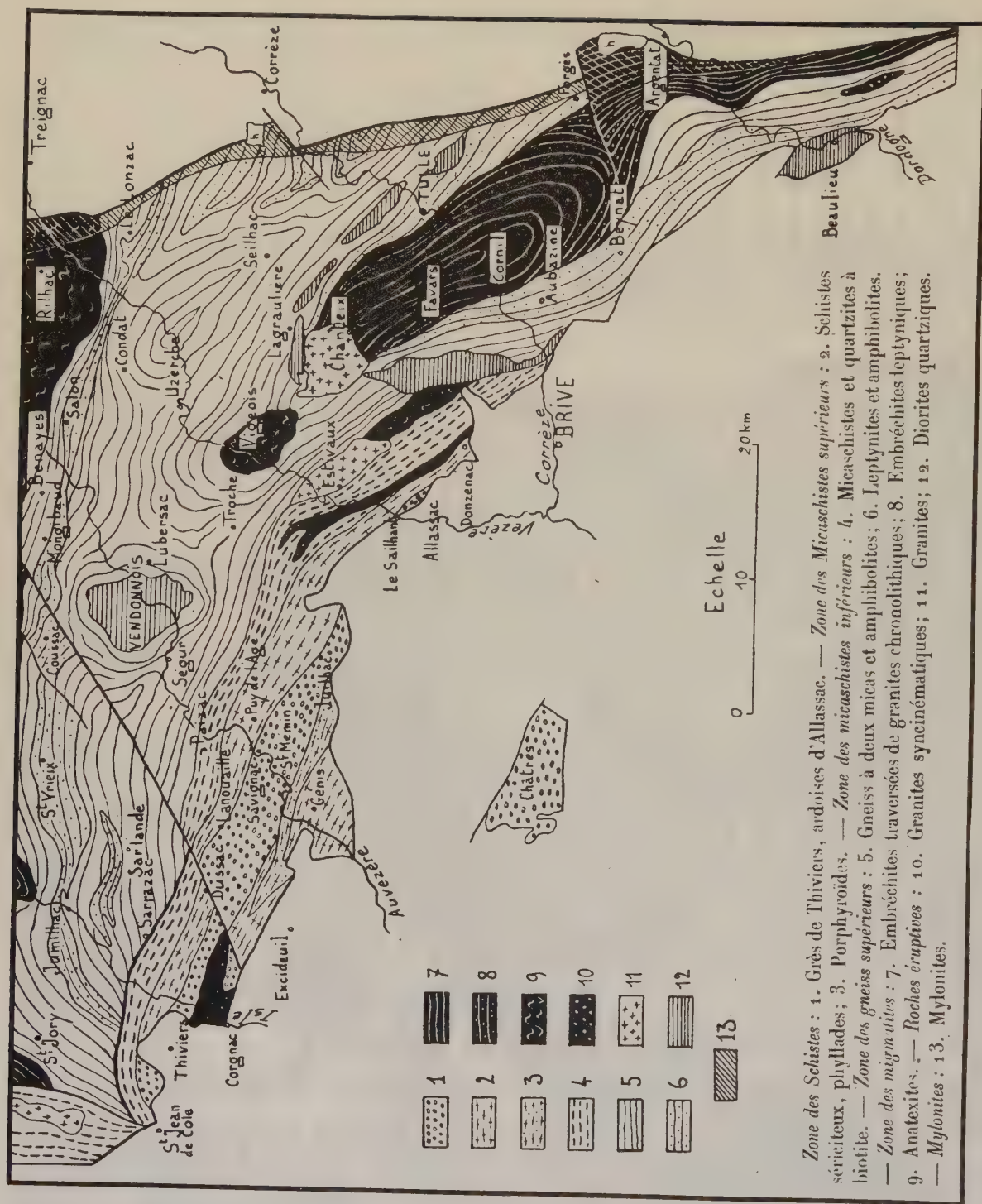
- laviques ou tuffiques à chimisme sodique (association spilite - kéra-tophyre) constituant les groupes leptyno-amphiboliques ;
- intrusives et basiques (éclogites - péridotites).

Un tel assemblage n'est pas sans rappeler les associations trouvées dans le Haut-Allier (s.l.) et le Lyonnais.

— La série est polymétamorphique : M. Chenevoy distingue un métamorphisme ancien I, contribuant à la cristallisation d'ectinites de degré de transformation métamorphique croissant, depuis l'épizone (micaschistes à séricite et chlorite de la basse vallée de la Gartempe) à la mésozone (micaschistes et gneiss à 2 micas) et enfin à la catazone avec les gneiss inférieurs à sillimanite, et les gneiss à cordiérite type Aubusson, analogues à ceux déjà décrits à propos du Haut-Allier (Allagnon) et du Lyonnais.

Le métamorphisme II rattaché au cycle hercynien se manifeste pour le même auteur par deux effets :

- phase de recristallisation et d'ectinitisation discordante comprise entre deux phases de déformation. Cette recristallisation se serait opérée, dans l'ensemble de la région, dans les conditions thermo-dynamiques de stabilité de la muscovite et de la biotite ;



- le deuxième effet est beaucoup plus spectaculaire : il s'agit d'intenses phénomènes de métasomatose potassique dont l'aboutissement est la cristallisation de migmatites stratoïdes dont l'anisotropie texturale contraste avec l'isotropie des migmatites fondamentales du métamorphisme I.

Les arguments essentiels pour attribuer ces migmatites aux effets d'une migmatisation II sont les suivants :

- bilan chimique de transformation très différent de celui de la migmatisation fondamentale ;

- différence de conditions de cristallisation : milieu statique pour les migmatites fondamentales, milieu de métamorphisme en liaison avec des phénomènes dynamiques pour les secondes ;

- enfin, la migmatisation II reprend localement les migmatites fondamentales au Sud du Massif du Thaurion.

Cet auteur n'exclut pas, toutefois, la possibilité que certains massifs de migmatites orientées soient contemporains du métamorphisme ancien.

Migmatites I et surtout migmatites II représentent dans cette région le matériel à feldspath potassique de notre étude, si les migmatites fondamentales ont une extension relativement restreinte (au Sud de la Vienne, entre Limoges et St-Léonard de Noblat, et au Nord près de Magnac-Laval), les migmatites II sont bien représentées par divers massifs en gisement stratoïde, répartis à travers l'ensemble de la région :

- Massif de Dournazac
- Massif de Gorre
- Massif de Thaurion
- Massif de Chateauneuf la Forêt
- Massif de Meuzac
- Massif de St-Sornin la Marche - Vincou

2 - Bas-Limousin.- Cette région se raccorde au Nord à celle du Haut-Limousin, le long d'une ligne joignant Nontron (Dordogne) à Treignac (Corrèze), et s'étend vers le Sud jusqu'à hauteur de Figeac (Lot). Sa limite orientale est représentée par la fracture d'Argentat de direction grossièrement NNO jusqu'à la vallée du Celé puis NNE au Sud. Nous emprunterons à l'ouvrage de M. Roques (1941) sur les schistes cristallins du Massif Central français, les principaux traits de la géologie de cette région mis en évidence par une série de coupes réparties sur 150 km du Nord au Sud.

— L'ossature essentielle de la région est représentée par l'anticlinal de Tulle allongé grossièrement NO-SE, le flanc Est tendant à disparaître vers le Sud. Le coeur de l'anticlinal est constitué de faciès migmatitiques (s.l.), embréchites amygdalaires, oeillées, leptyniques, alors que les flancs sont représentés par des termes de moins en moins métamorphiques. Les faciès migmatitiques de l'axe anticlinal ne sont pas attribués à un épisode particulier de migmatisation comme en Haut-Limousin. Si les termes peu métamorphiques de l'épizone sont assez bien représentés à la limite occidentale de la région, entre Thiviers et Brive au Nord, et entre St-Céré et Capdenac au Sud, les faciès profonds de migmatites fondamentales à cordiérite type Aubusson sont inconnus dans cette région.

— Au point de vue lithologique, la série métamorphique du Bas-Limousin est proche de celle du Haut-Limousin avec ses roches grésopélitiques dans lesquelles s'intercalent des roches éruptives, représentant soit d'anciennes coulées ou projections, soit d'anciennes intrusions.

Aucune discordance particulière n'est visible au sein de cette série métamorphique dont les termes superficiels sont attribués au Cambrien ou au Silurien par comparaison avec les séries de Vendée et de Bretagne. Sur le plan géochronologie absolue, les datations au Sr (Y. Vialette 1962, M.J. Orliac, Mme J. Philibert, M. Roques et Y. Vialette, 1963) sur les micas donnent un âge hercynien, aussi bien pour les ectinites que pour les migmatites, alors que les roches totales donnent des âges beaucoup plus anciens par exemple 464 M.A. pour la leptynite rose de Cabane, et 600 M.A. pour l'embranchite de Cornil. Dans les mêmes faciès, les âges mesurés par les propriétés de dispersion de biréfringence des plagioclases (Piboule, 1966) ont donné respectivement 584 et 554 M.A.

B - FACIES DE METAMORPHISME EN LIMOUSIN

Quelques paragenèses méritent attention ; en Bas-Limousin, citons celles des micaschistes à grenat et staurotide de Donzenac (Corrèze) et des gneiss à deux micas de Venarsal (Corrèze).

Leurs compositions chimiques respectives (in M. Roques, 1941, p. 416) :

	- 1 -	- 2 -
SiO ₂	59,3	66,7
Al ₂ O ₃	20,9	16,2
Fe ₂ O ₃	2,0	0,7
FeO	5,4	4,1
MgO	3,0	1,3
CaO	1,05	1,8
Na ₂ O	1,4	3,8
K ₂ O	3,2	3,0
TiO ₂	1,2	1,0
P ₂ O ₅	0,07	0,24
MnO	0,12	0,06
H ₂ O ⁺	2,0	0,95
H ₂ O ⁻	0,08	0,10
Somme	99,72	99,75

correspondent aux compositions minéralogiques suivantes (in Roques):

- 1 -	- 2 -
Biotite)	Quartz
Grenat (macrocristaux	Oligoclase (An 22)
Staurotide)	Biotite
Quartz	Muscovite
Oligoclase An 18	Grenat
Séricite	Zircon - apatite
Epidote (rare)	Ilménite - pyrite
Magnétite	

La présence de grenat dans ces faciès n'est pas l'expression d'une composition chimique particulière : le rapport Fe/Mg correspond sensiblement à la moyenne de ce rapport dans une biotite, et la teneur globale en MnO est beaucoup trop faible pour justifier la présence d'une phase grenat pour l'éponger.

La construction des points représentatifs des compositions chimiques, dans le diagramme A'KF montre clairement que les minéraux observés correspondent aux paragenèses de métamorphisme, moyenne à haute pression (→type Barrow).

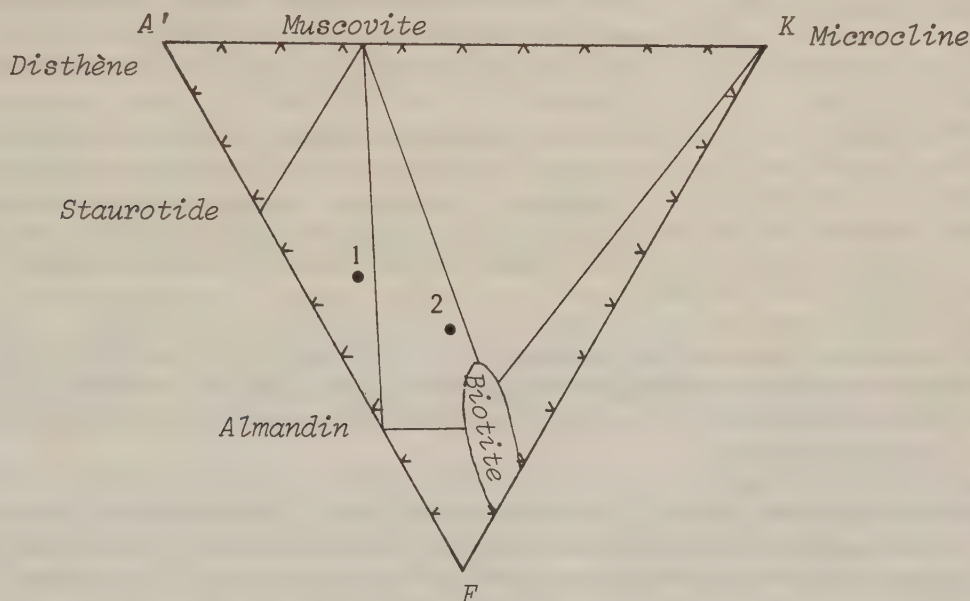


Fig. 42.- Composition A'KF de micaschiste et gneiss du Limousin.

Les associations minérales représentées sont celles du subfaciès staurotide-almandin de l'almandin-amphibolite facies (B 2 - 1).

Dans les deux cas envisagés, le degré métamorphique atteint correspond à la zone supérieure de l'amphibolite facies (type B 1 - 2). Le disthène signalé par L. de Launay dans le même type de faciès (in Roques, p. 222) est cohérent avec de telles conditions de pression et ne fait que traduire une composition originelle plus alumineuse. Ces conditions de métamorphisme ne sont pas le résultat d'effets locaux car le faciès micaschiste à biotite et grenat est représenté tout au long de la bordure occidentale du Bas-Limousin, depuis la vallée du Lot jusque dans la région de Thiviers, et se retrouve dans le Haut-Limousin.

On retrouve en Haut-Limousin des micaschistes à micas et grenat, avec ou sans staurotide : citons ceux de Fouilloux et de Fauras dans la Moyenne Gartempe. Leurs paragenèses et compositions chimiques (in Chenevoy p.45-46) sont identiques à celles précédemment envisagées dans le Bas-Limousin.

Mais dans l'ensemble du Thaurion, les micaschistes de Trésennes qui ont la même composition que les micaschistes de Donzenac, présentent une paragenèse particulière.

SiO ₂	59,20
Al ₂ O ₃	17,38
Fe ₂ O ₃	2,60
FeO	5,95
MgO	3,72
CaO	0,70
Na ₂ O	2,00
K ₂ O	4,80
TiO ₂	0,72
P ₂ O ₅	0,20
MnO	0,05
H ₂ O ⁺	2,75
H ₂ O ⁻	0,25

Somme 100,22

(in M. Chenevoy, 1958
p.46, An 3).

Nous ne reviendrons pas sur les caractères de cette roche décrite en détail par M. Chenevoy (1958 - p.137) mais rappelons ses conclusions à savoir l'existence de 2 paragenèses séparées par une phase de déformation. Les minéraux tourmaline - plagioclase acide, biotite sont de cristallisation tardive, alors que le grenat et la staurotide font figure de reliques : ils sont pseudomorphosés en séricite et chlorite, et envahis par de la muscovite et biotite en larges cristallisations.

Plus qu'une rétro-morphose, cette transformation du grenat et de la staurotide suggère le passage d'un régime métamorphique d'assez haute pression à un régime de plus faible pression, la température restant sensiblement la même.

Si l'on s'en tient à la représentation A'KF, les paragenèses successives du micaschiste de Trésennes peuvent s'expliquer par le passage d'un faciès B 2 - 1 à un faciès A 1 - 3, donc maintien des conditions mésozonales avec diminution de pression.

Une telle interprétation est parfaitement cohérente avec la phase de déformation signalée par M. Chenevoy entre les 2 paragenèses. Rappelons que celui-ci rattache la cristallisation des minéraux de néoformation dans les micaschistes de Trésennes et les gneiss du Moulin des Lilas plus au Sud, à la mise en place des migmatites stratoïdes du Thaurion.

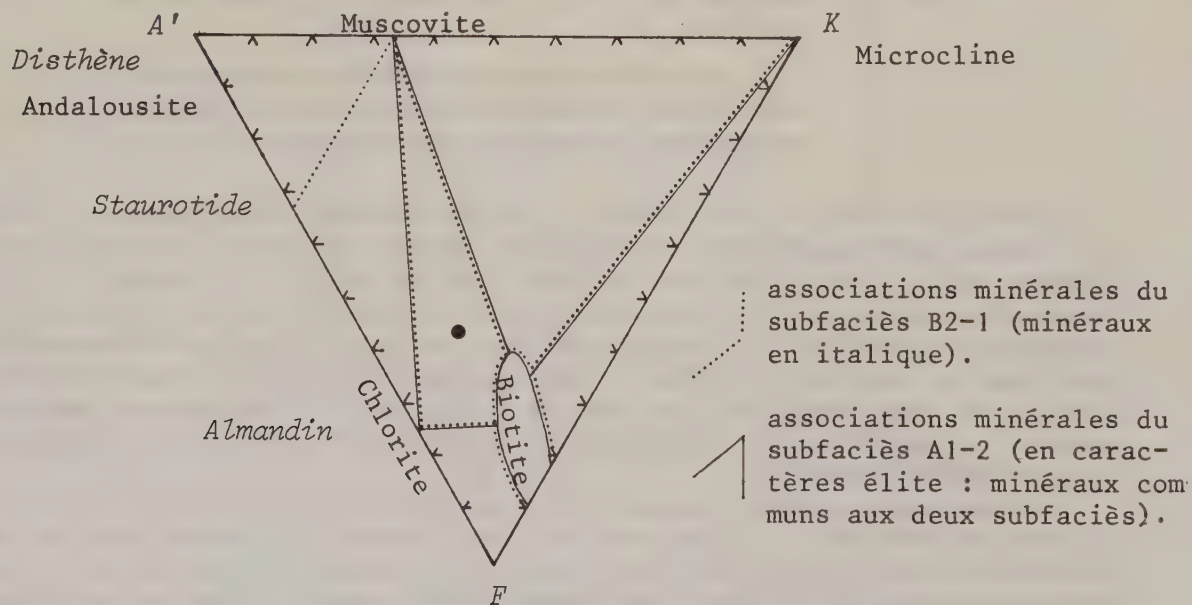


Fig.43.- Paragenèses successives des micaschistes de Trésennes (composition figurée par ●).

C - PRINCIPAUX FACIES ETUDIES ET INTERET DE LEUR ETUDE

1 - Faciès amygdalaires et oeillés.- Dans le Haut et le Bas Limousin, plusieurs variétés de migmatites amygdalaires et oeillées peuvent être décrites.

Trois points les séparent des unités déjà rencontrées à propos de l'étude du Haut-Allier (s.l.), et de la Montagne Noire :

— elles sont d'extension géographique relativement restreinte. La plus grande formation pourrait correspondre aux faciès migmatitiques oeillés de l'anticlinal de Tulle, mais l'identité entre embréchite de Cornil et gneiss oeillé de Bagnac n'est pas évidente, et ne sera pas confirmée par l'étude des feldspaths potassiques ;

— elles renferment de nombreux septa (parfois de grande dimension comme dans le Massif de Dournazac) de gneiss ou de leptynites (dans embréchites de Cornil) ou s'intercalent dans des niveaux migmatitiques plus leptyniques (dans le massif du Thaurion - Haut Limousin - le faciès oeillé constitue grossièrement deux bandes au sein de faciès plus leptyniques) ;

— de plus, certaines d'entre elles sont typiquement stratoïdes (massif de Dournazac). L'étude des feldspaths potassiques de ces faciès est donc très importante pour comparaison avec les autres régions, et surtout pour la connaissance de la symétrie des feldspaths dans les conditions thermodynamiques définies par la nature métamorphique du toit et du mur, et de leurs septa.

2 - Les faciès leptyniques (s.l.) tels qu'ils ont été définis au début de ce travail, sont très bien représentés en Haut et Bas-Limousin.

Leur position zonéographique, variée et généralement plus superficielle que dans les régions du Haut-Allier et du Lyonnais, permet d'envisager, là encore, d'instructives comparaisons.

Enfin, la parenté évidente à l'échelle régionale entre leptynites ectinites et leptynites migmatitiques permet la comparaison et l'interprétation des caractéristiques des feldspaths potassiques de ces faciès.

D - GISEMENT STRATOIDE

Dans le Haut-Limousin, les niveaux migmatitiques sont en gisement stratoïde ; ils présentent un toit et un mur de schistes cristallins non migmatitiques (ectinites).

Tel n'était pas le cas pour les faciès oeillés ou d'allure migmatitique précédemment étudiés à propos du Haut-Allier (s.l.) du Lyonnais et de la Montagne Noire, où le mur était représenté soit par des anatexites leucocrates soit par des formations de degré métamorphique compatible avec une anatexie in situ. Tel n'est pas le cas non plus pour les migmatites oeillées de l'anticlinal de Tulle, dont le mur nous est inconnu.

Le Haut-Limousin est donc pratiquement la seule région du Massif Central que nous ayons considérée, où le terme de stratoïde s'applique sans ambiguïté aux formations considérées comme migmatitiques - à l'exclusion toutefois du Massif du Thaurion qui jouxte au Sud des anatexites rattachées au métamorphisme I.

Dans une telle conjoncture, l'étude des feldspaths et de leur symétrie est donc particulièrement intéressante en valeur absolue, et pour comparaison avec les résultats acquis dans les autres régions.

II - PETROGRAPHIE ET MINERALOGIE DES FACIES OEILLES ET AMYGDALAIRES

Nous envisagerons successivement les principaux faciès oeillés ou amygdalaires du Limousin, à savoir ceux de l'anticlinal de Tulle pour le Bas-Limousin, et ceux des massifs du Thaurion et de Dournazac pour le Haut-Limousin.

A - FORMATIONS OEILLEES ET AMYGDALAIRES DE L'ANTICLINAL DE TULLE

Des trois principaux faciès étudiés, embréchite amygdalaire de Cornil, gneiss oeillés de Murel et gneiss oeillés de Bagnac, seul le premier présente un faciès migmatitique incontestable ; de teinte claire, cette roche d'allure granitique se retrouve semblable à elle-même sur plusieurs kilomètres le long de la Corrèze. La matière quartzo-feldspathique abondante est cristallisée largement, et les lits de micas épars et discontinus lui confèrent une texture orientée ; les yeux monocristallins de feldspaths potassiques sont assez rares.

1 - Gisement.- Les embréchites de Cornil occupent l'axe de l'anticlinal de Tulle et sont surmontées à l'O comme à l'E, par des gneiss à deux micas et des leptynites ; ces dernières renferment des septa de gneiss à deux micas et correspondent donc au même niveau métamorphique.

Sur le flanc Est de l'anticlinal, dans la vallée de la Corrèze, des niveaux embréchitiques sont intercalés dans un ensemble de leptynite compacte (leptynites de Mulatet) ; ces niveaux d'aspect migmatitique sont donc isolés de la masse principale constituant le coeur de l'anticlinal.

Bien qu'intrusif dans les embréchites et gneiss dont il renferme des enclaves, le granite de Cornil présente une aire de répartition calquée sur celle des embréchites de Cornil, ce qui suggère une liaison entre les deux. La géochronologie absolue par la méthode au Sr (Y. Vialette 1962, J. Orliac Mme J. Philibert, M. Roques, Y. Vialette, 1963) ou de la dispersion de la biréfringence dans les plagioclases (Piboule, 1966), donnent des résultats équivalents dans les embréchites et le granite : 350 M.A. pour les micas et 560 M.A. environ pour les plagioclases*.

Le niveau métamorphique où se situent les embréchites peut être précisé par la paragenèse des gneiss à deux micas (toit et septum) (in M. Roques, 1941, p. 264-265) en fonction de leurs compositions chimiques (in M. Roques, 1941, p. 266).

- Gneiss de Venarsal (flanc Ouest de l'anticlinal) - l'association grenat muscovite - biotite correspond au début de l'amphibolite facies dans des conditions de moyennes à hautes pressions (→ B 1-3 ou B 2-2).

- Alors que les gneiss de Chameyrat (en septum dans les embréchites) contiennent de la sillimanite, ce qui implique une température plus élevée dans des conditions de pression plus faibles (→ A.2.2)

* Une note récente (J. Bernard-Griffiths et M. Vachette, 1970 - C.R. Acad. Sc., p. 916) montre qu'en fait, l'âge de ces roches est différent : 526 M.A. pour les embréchites et 317 M.A. pour le granite de Cornil (âge par construction d'isochrones sur roches totales).

2 - Composition chimique et minéralogique.- L'analyse chimique du faciès type embréchite de Cornil est la suivante (in Roques, 1941, p. 304) :

SiO ₂	75,40
Al ₂ O ₃	13,20
Fe ₂ O ₃	0,60
FeO	1,20
MgO	0,50
CaO	1,20
K ₂ O	2,65
Na ₂ O	4,60
TiO ₂	0,30
P ₂ O ₅	0,10
MnO	0,03
H ₂ O ⁺	0,26
H ₂ O ⁻	0,02

Les paramètres CIPW sont :

I, 3' . '2 : 3

et correspondent à un granite hololeucocrate calco-alcalin.

Somme : 100,06

Le rapport normatif Q : Ab : Or 43 : 27 : 30 correspond à l'eutectique ternaire à 2000 bars pour un rapport Ab/An = 4,6 d'une roche initiale. Ce rapport est également celui trouvé pour cette roche qui donc, si elle était soumise à des conditions adéquates, subirait une fusion totale au point eutectique. La composition minéralogique globale est la suivante :

Quartz	Biotite
Feldspath potassique	Muscovite (rare)
Oligoclase An ₁₅ à An ₂₀	Apatite
Myrmékite	

De la description détaillée de M. Roques (p. 302), nous retenons particulièrement la rareté de la muscovite, la présence occasionnelle de tourmaline, et enfin l'abondance de la myrmékite qui constitue là de véritables pages à contours bourgeonnants.

3 - Mise en évidence de deux types de feldspaths potassiques.- La diffractométrie X et l'étude micrographique aboutissent à la distinction de deux types de feldspaths potassiques :

a) *Habitus des feldspaths potassiques et répartition relative.*-

— L'étude micrographique de l'embréchite de Cornil met en évidence deux types de feldspaths :

- feldspath xénomorphe à contours amiboïdes, moiré, limpide et sans inclusion ; il participe à la formation de myrmékite lorsqu'il est en contact avec du plagioclase. Sa cristallisation paraît connexe de celle du quartz.

- feldspath constituant des mégacrists perthitiques, maclés selon la loi de Carlsbad, moiré plus ou moins régulièrement et renfermant des inclusions variées : quartz, biotite plus ou moins décolorée, plagioclases associés à de la muscovite et non myrmékites, quartz en association avec de la muscovite.

— La répartition relative de ces feldspaths a été étudiée :

- Les feldspaths à contours amiboïdes constituent l'essentiel de la phase potassique des embréchites oeillées de Cornil (macrocristaux assez rares), des leptynites embréchitiques et de certaines leptynites situées à proximité de l'axe anticlinal ; on peut citer :

les leptynites embréchitiques de Chenailler (route Beaulieu à Argentat),
les leptynites d'Albussac,
et les leptynites grises de Mulatet.

Dans ces faciès (embréchitiques ou leptyniques), on observe des taches de feldspaths potassiques moirés, de formes quelconques, à l'intérieur de plagioclases maclés albite polysynthétique. Un tel aspect suggère la mobilité tardive du potassium et l'envahissement du plagioclase par celui-ci.

- Par contre, les faciès embréchitiques au Sud de St-Chamand sont franchement oeillés, et méritent plus volontiers la désignation gneiss oeillé :

gneiss oeillés des Cascades de Murel (BL 13)
gneiss oeillés du Moulin de Prezatz (BL 14)
et gneiss oeillés de Bagnac - vallée du Celé (BL 19).

Les mégacristaux ont les mêmes caractères que définis plus haut ; ils se détachent sur une trame gneissique riche en quartz et phyllite (muscovite dominante - la biotite apparaissant corrodée et chloritisée). Ils présentent parfois une bordure plagioclasiqne avec myrmékite bourgeonnant vers l'intérieur du cristal, évoquant certains aspects des feldspaths rapakiwis des gneiss du Canigou. Certains sont traversés par des filonnets de feldspaths en cristaux plus petits apparemment recristallisés, ou de minéraux analogues à ceux de la matrice, c'est-à-dire quartz + muscovite + biotite. La disposition de ces filonnets peut être parallèle au plan de schistosité de la roche ou oblique suivant alors certaines phases de clivage du feldspath (001). Cette disposition relative empêche de considérer ces filonnets comme des reliques d'une trame métamorphique plus ou moins disloquée par la cristallisation de nature feldspathique.

Dans le Bas-Limousin, l'aspect granitoïde d'une roche est donc lié à la présence des cristaux de feldspaths potassiques xénomorphes ; les mégacristaux maclés selon la loi de Carlsbad peuvent en effet exister dans des faciès peu ou pas migmatitiques et lorsqu'ils coexistent avec les feldspaths du premier type (embréchite de Cornil), ils paraissent rélictuels par rapport à ceux-ci. L'étude micrographique montre que l'aspect migmatitique n'est pas obligatoirement lié à la cristallisation des yeux feldspathiques.

Nous allons voir si les caractéristiques respectives des feldspaths confirment la distinction précédemment établie.

b) Caractères optiques des feldspaths. - C'est à propos de l'étude des angles d'axes de ces feldspaths que nous avons été amenés à utiliser la conoscopie quantitative avec platine universelle pour l'orientation des sections ; la méthode de mesure classique par construction de l'ellipsoïde s'avérait trop imprécise pour les feldspaths moirés. Pour obtenir des hyperboles nettes et mesurables, des lames de plus grande épaisseur que normale ($\approx 1/10$ mm) ont été réalisées.

Dans ces conditions de travail permettant de faire des mesures sur de petites sections, et avec une très bonne précision, on constate :

- que les angles d'axes des mégacrists ont une valeur relativement constante et élevée - 82° à -84° ;

- alors que ceux des cristaux limpides interstitiels ont des valeurs variées, et plus faibles, - 72° à -78° pour la majorité, mais pouvant aller jusqu'à -56° .

La composition chimique et l'état structural sont les deux causes possibles de cette différence d'angle d'axes. Si on adopte la formule proposée par Rankin (1967), on constate que le microcline Or_{100} a un angle d'axes de -78° et que plus la phase potassique s'enrichit en Na, plus l'angle des axes croît. La différence entre les valeurs limites maxima des deux phases (-84° et -78°) est liée à la composition chimique :

feldspath potassique pur pour le feldspath interstitiel,

feldspath plus riche en Na pour les mégacrists.

Les valeurs d'angles comprises entre -56° et -78° ne peuvent pas par contre, s'expliquer ainsi, puisque -78° représente la valeur d'angle d'axes la plus faible pour un feldspath triclinique maximum. Il faut donc admettre que les valeurs trouvées inférieures à -78° correspondent à des états structuraux intermédiaires.

L'étude détaillée des valeurs d'angle d'axes confirme et précise la distinction de deux types de feldspaths potassiques :

- les uns proches du pôle potassique présentent des états structuraux variés : ce sont les feldspaths moirés xénomorphes ;

- les autres plus riches en Na présentent des caractères optiques constants : ce sont les mégacrists.

c) Pourcentage de triclinisme. - Cette étude s'est révélée intéressante sur le plan méthodologique et précise la distinction entre mégacrists et feldspaths interstitiels

— Sur le plan méthodologique, l'analyse des résultats sur la symétrie des feldspaths du Limousin a posé un problème d'interprétation directe.

Si l'indice de triclinicité de feldspaths des régions précédemment étudiées (à l'exception du Lyonnais) était désigné par un chiffre calculé à partir de la zone $131 - \bar{1}\bar{3}1$ (G. Sabatier, 1963), la forme particulière de certains diagrammes obtenus à propos de feldspaths du Limousin, a conduit à compléter ce chiffre par un symbole traduisant la forme générale de la courbe de la zone $131 - \bar{1}\bar{3}1$: la valeur du triclinisme P mesurée classiquement ne traduit pas, en effet, l'aspect réel de la zone et peut aboutir à une donnée incomplète ou même erronée.

— Une telle analyse de la forme de la courbe ne prend de signification que dans la mesure où le feldspath étudié a été convenablement purifié, les impuretés de plagioclases ou de micas contribuant, même parfois à faible dose, à la modification de cette zone.

Nous avons ainsi adopté les symboles suivants :

t, pour les microclines de faible triclinisme ($20 < P < 40$) se traduisant par une raie $131 - \bar{1}\bar{3}1$ élargie ;

T, pour les microclines de triclinisme élevé pour lesquels les pics $131 - \bar{1}\bar{3}1$ sont nettement individualisés ;

M (T+t) pour les feldspaths où se distinguent au minimum deux phases d'état structural différent avec solution de continuité.

Dans ce cas, s'il est possible de définir la valeur P (minimum) de la phase triclinique T à partir de l'espacement direct des pics $131 - 131$, il est impossible de donner une valeur P à la phase symbolisée par t ; les deux courbes sont étroitement imbriquées, et les proportions relatives de chacune des deux phases en modifient la résultante.

La réalisation de diagrammes sur mélanges artificiels de feldspaths t et T (HL 2 et HL 7) en diverses proportions nous a permis de retrouver les divers aspects que nous désignons sous le symbole M , et d'apprécier la proportion relative des deux phases. Ces aspects peuvent parfois rejoindre ceux des feldspaths désignés comme RD par Christie (1952), où toutes les valeurs d'indice sont représentées entre 0 et un maximum quelconque (que l'on mesure classiquement à partir de la largeur de la zone $131 - 131$).

L'association symbole - chiffre pour définir l'état structural des feldspaths potassiques s'est révélée intéressante à propos du Bas-Limousin et du Haut-Limousin, et a permis de mettre en évidence des mélanges de feldspaths de caractères différents au sein d'une même roche.

— De nombreux diagrammes sur plusieurs extractions ont été réalisés pour une même roche ; les résultats obtenus sur les feldspaths extraits de roche totale se groupent en deux ensembles :

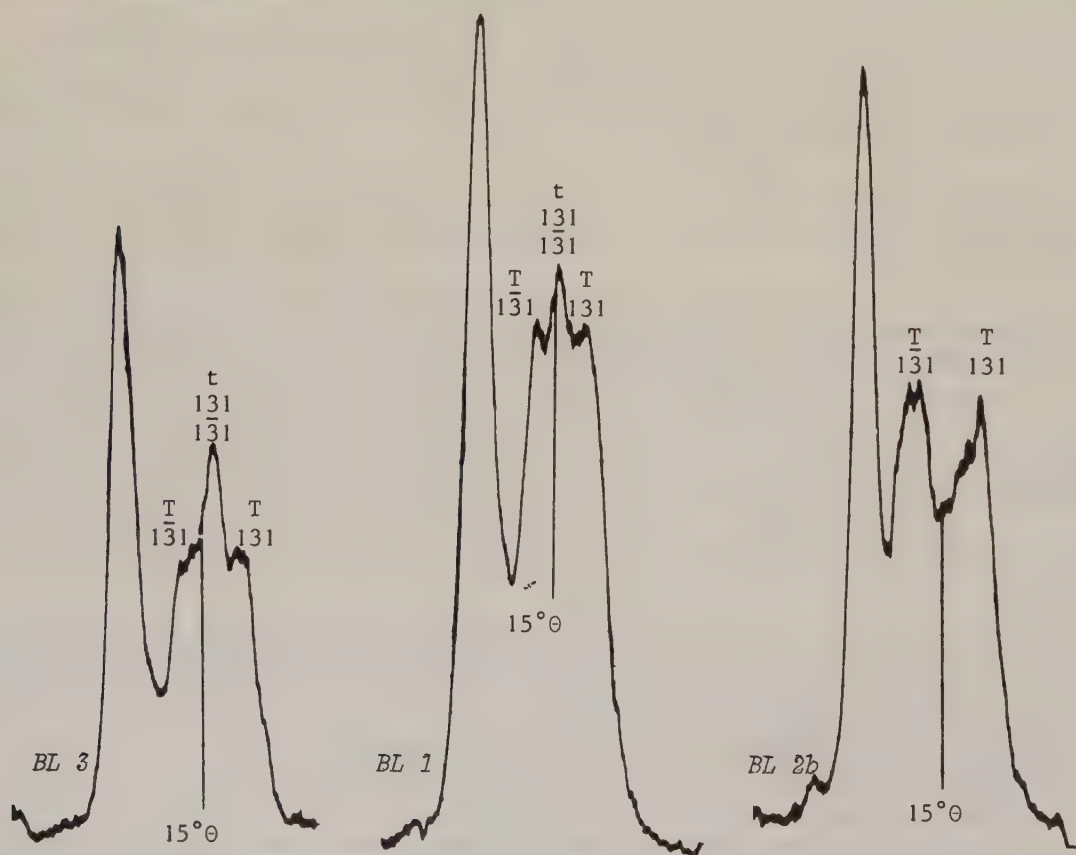


Fig.44.- Diffractogrammes ($K\alpha_1$ Cu) de feldspath potassique (faciès migmatitiques ocellés de Cornil) au voisinage des raies 131 , $\bar{131}$: type $T+t$.

— Les feldspaths extraits des faciès migmatitiques oeillés de Cornil présentent une zone 131 - $\bar{1}\bar{3}1$ type M (T+t) ; il existe une solution de continuité entre les phases T (triclinique à grand indice de triclinicité) et t (triclinique à petit indice de triclinicité). Selon les faciès et les extractions, l'abondance relative des deux phases est variable, la phase T apparaissant d'autant plus nettement que la roche est plus oeillée (ex BL 2b dans fig.44). Les trois diagrammes ci-avant (fig.44) résument les aspects obtenus.

— Par contre, les feldspaths extraits des leptynites occupant l'axe anticlinal et les faciès migmatiques non oeillés présentent une zone 131 - $\bar{1}\bar{3}1$ type t (indice de triclinicité faible) ou M (T+t), c'est-à-dire un mélange de phases de triclinicité différente où t domine.

Deux diagrammes de la fig.45 illustrent cet aspect.

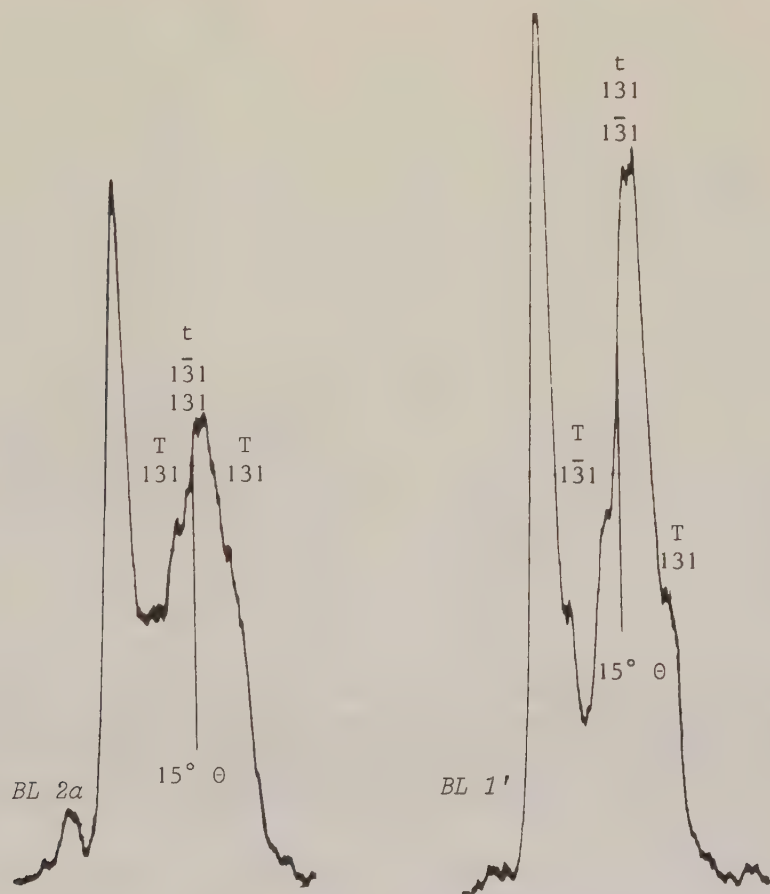


Fig.45.- Diffractogrammes ($K\alpha_1$ Cu) de feldspaths potassiques type (T+t)

En résumé :

- les mégacristaux feldspathiques des faciès oeillés sont tricliniques et présentent un diagramme à dominante T ;
- les feldspaths des faciès migmatitiques sont de type t ou M, avec t dominant (ou RD).

d) Signification relative des mégacristaux et des feldspaths interstitiels.

— Les mégacristaux de feldspaths potassiques sont tricliniques dans l'ensemble du Bas-Limousin. Les faciès non ou peu migmatitiques (cascades de Murel et Bagnac) illustrent parfaitement ce fait : la zone 131 - 131 (fig.46) montre une nette dominance de la phase T (90 %).

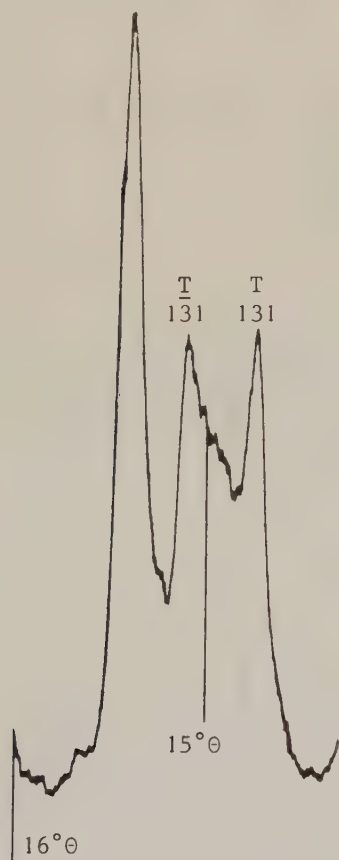


Fig.46.- Diffractogramme ($K\alpha_1$ Cu) de feldspath potassique (mégacrystal de gneiss ocellé - BL 19) au voisinage des raies 131 - 131 : type T+t avec T dominant.

Cette symétrie est également celle des feldspaths des ectinites leptyniques du flanc Ouest de l'anticlinal de la série métamorphique. Elle est donc parfaitement compatible avec le niveau métamorphique des terrains encaissants (mésozone); sur ce point les mégacristaux font partie intégrante de la série métamorphique.

— Les feldspaths des faciès migmatitiques sont l'expression d'un phénomène II s'exerçant sur des formations à feldspaths tricliniques comme le montre l'augmentation de la phase t corrélative de l'apparition du faciès migmatitique. L'illustration en est encore fournie par la comparaison des feldspaths des leptynites de Cabane - flanc Ouest de l'anticlinal de Tulle - BL 10- (fig.47) et des leptynites de Roche de Vic - axe de l'anticlinal -BL 15- (fig. 4/) ; la seule différence entre les deux étant l'aspect migmatitique des secondes.

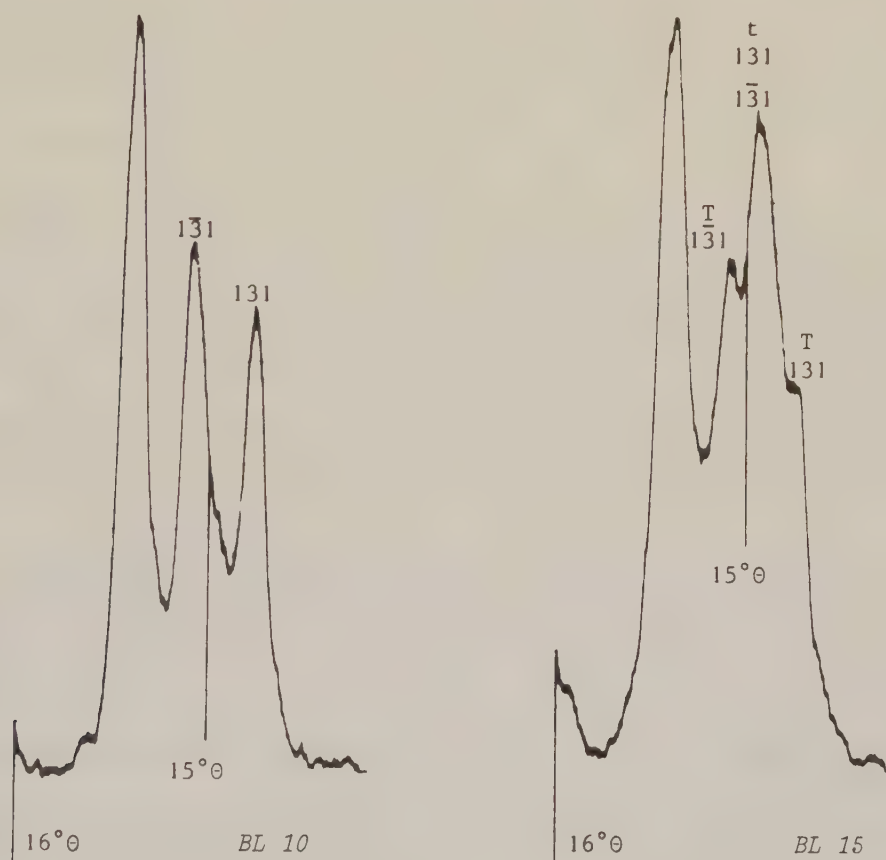


Fig.47.- Diffractogrammes ($K\alpha_1$ Cu) de feldspath potassique (comparaison leptynite et leptynite anatexique) au voisinage des raies 131 , $\bar{131}$.

Les deux diagrammes ci-dessus montrent parfaitement les différences d'état structural :

- type T net pour le feldspath de la leptynite de Cabane (BL 10) ; le calcul de l'indice $P = 79$ peut se réaliser également par la mesure relative des hauteurs des raies $131 - \bar{131}$ (Mi/Ma - G. Sabatier, 1963), ce qui met en évidence l'absence totale d'une phase t ;

- type M (T+t) avec environ 60 % de t et 40 % de T pour le feldspath de la leptynite migmatitique de Roche de Vic.

Nous verrons ultérieurement que la parenté de ces deux formations est confirmée par l'identité géochimique remarquable de leurs feldspaths, ce qui permet de considérer avec d'autant plus d'intérêt la différence d'état structural ci-dessus.

4 - Le feldspath potassique du granite de Cornil.- L'association entre granite de Cornil et embréchites amygdalaires sur le terrain (in M. Roques 1941, p. 240) a suggéré l'étude des feldspaths potassiques du granite, pour comparaison de symétrie et de composition oligoélémentaire avec ceux des faciès migmatitiques.

Ce granite (BL 4) - paramètres américains I, 4, 2, 4, granite akéritique hololeucocrate - renferme en volume 9 % de feldspath potassique (in M. Roques p. 310). Le feldspath potassique se révèle remarquablement riche en Sr (1030 ppm) et Ba (8380 ppm), et présente une symétrie monoclinique. L'intérêt de ce résultat est triple :

- le caractère intrusif du granite dans les embréchites est illustré par les propriétés structurales et géochimiques originales de ses feldspaths potassiques par rapport à ceux des embréchites encaissantes ; aucune parenté ne se manifeste entre les deux formations* ;

- la présence de feldspath type t dans les faciès migmatitiques et de feldspaths monocliniques dans le granite de Cornil peut traduire la proximité d'une zone à gradient géothermique plus élevé dans l'axe de l'anticlinal de Tulle ;

- la différence d'état structural entre les feldspaths, malgré l'association étroite des deux formations, montre que la symétrie actuellement observée pour les mégacristaux (type T) doit être rapportée à une cristallisation ou à un état d'équilibre antérieur à la mise en place du granite ou tout au plus contemporain.

5 - Interprétation pétrogénétique.- Les migmatites ocellées du Bas-Limousin renferment deux phases feldspath potassique :

- Les mégacristaux tricliniques ($P \approx 80$) apparaissent comme une phase protogène et leur symétrie est en accord avec les paragenèses minérales des terrains métamorphiques du toit. Ils correspondent à un stade de cristallogenèse ou d'équilibre dans les conditions de stabilité du microcline ; ils peuvent dans cette dernière éventualité représenter des feldspaths monocliniques qui auraient subi une inversion de symétrie sous l'effet d'un métamorphisme mésozonal.

- Les cristaux xénomorphes sont des microclines intermédiaires (t→T). C'est leur abondance qui confère aux roches, ocellées ou non, de l'axe anticlinal de Tulle, un aspect migmatitique. Ils participent à la formation de myrmékite et leur cristallisation est postérieure à celle des mégacristaux.

Dans l'hypothèse d'un apport quartzo-feldspathique pour expliquer la formation des migmatites ocellées de Cornil, ce serait le microcline intermédiaire qui en serait l'expression et non les yeux feldspathiques.

* cf. note infrapaginale p. 176.

Deux phénomènes pourraient expliquer leur cristallisation :

- conditions thermodynamiques se rapprochant de celles de la catazone, dues à un afflux de chaleur (proximité d'une zone migmatitique) ou à l'augmentation du degré de métamorphisme ;

- mobilisation quartzo-feldspathique suivie d'une cristallisation du feldspath potassique sous forme métastable dans le champ de stabilité du microcline (avec inertie à la transformation en une phase ordonnée). L'état triclinique des mégacristaux feldspathiques, les paragenèses minérales et les caractéristiques des feldspaths interstitiels, qui ne rappellent en rien celles des cristaux perthitiques en film rencontrés dans les zones de degré métamorphique élevé, conduisent à considérer la seconde modalité comme la plus probable ; elle sera d'ailleurs précisée et retenue à propos de l'étude des faciès leptyniques.

B - FORMATIONS OEILLÉES DE DOURNAZAC

1 - Situation géologique.- Ce massif se présente sous forme d'une lentille allongée sensiblement N.S ; il est limité à l'Est par les gneiss à deux micas de Chalus, et à l'Ouest par les micaschistes de la Dronne, dont la lithologie et la paragenèse minérale sont semblables à celles indiquées plus haut à propos des micaschistes de Trésennes.

M. Chenevoy a montré qu'il y a continuité et concordance à l'Ouest entre les micaschistes et les faciès oeillés et entre gneiss et faciès oeillés à l'Est. Ces trois formations plongent d'environ 30° vers l'Est : les formations oeillées ont donc un toit gneissique et un mur de micaschistes.

Deux faciès sont essentiellement représentés :

- faciès oeillé du Château de Montbrun (à 2 km au NO de Dournazac) où les yeux feldspathiques très abondants se trouvent dans une matrice phylliteuse (HL 13) ;

- faciès oeillé de Miallet, à aspect de gneiss leptynique avec de petits yeux arrondis de feldspath. Ce faciès se situe à la limite occidentale du massif de Dournazac et constitue en quelque sorte un faciès de bordure (HL 14)

2 - Micrographie.- Le faciès oeillé de Miallet présente une trame leptynique dont le mica dominant est la muscovite. Le feldspath potassique s'exprime sous forme de mégacristaux, ou en position interstitielle.

Les feldspaths interstitiels sont moirés et limpides, alors que les mégacristaux renferment parfois des inclusions (plagioclase associé à du quartz et muscovite, biotite chloriteuse associée à du quartz et de la muscovite).

3 - Caractères des feldspaths potassiques.-

— Le triclinisme des feldspaths potassiques (HL 13) est pratiquement maximum. Il s'agit donc de microcline typique avec raies 131 - 131 bien individualisées (type T), la symétrie triclinique est parfaitement cohérente avec les paragenèses encaissantes au toit et au mur (limite épizone - mésozone)

Anticipant sur l'étude des formations leptyniques de cette région, nous pouvons préciser que la même symétrie y est rencontrée dans le même contexte métamorphique. Il y a donc accord entre la symétrie du feldspath potassique et sa position dans la série du métamorphisme général, ce qui suggère aucune dissociation particulière entre les deux, dans le temps et dans l'espace.

Ce résultat est très intéressant car différent de ceux obtenus dans les autres régions : dans les gneiss oeillés de la Montagne Noire et du Haut-Allier, l'état monoclinique des feldspaths potassiques témoigne en effet de l'indépendance de ces formations par rapport aux roches métamorphiques encaissantes.

— On peut noter également la composition remarquablement pauvre en Sr et Ba (28 ppm et 472 ppm respectivement) du feldspath - teneur qui le rapproche des feldspaths de pegmatites.

Les formations oeillées de Dournazac se comportent d'après leurs feldspath, comme partie intégrante de la série métamorphique : le feldspath potassique présente sa forme d'équilibre pour les conditions thermodynamiques déduites des paragenèses minérales.

C - FACIES OEILLES DU MASSIF DU THAURION

1 - Situation géologique et faciès.- Ce massif représente une amande s'allongeant sur 40 km d'Ouest en Est, et sa puissance est estimée à 4 ou 5 km, épaisseur correspondant sensiblement à celle des gneiss à deux micas dans le Massif Central français (J. Jung et M. Roques, 1952). Il jouxte au Sud des gneiss à sillimanite et migmatites fondamentales, et au N des gneiss à deux micas (type Moulin des Lilas cité plus haut) auxquels succèdent très vite des micaschistes à deux micas (type Trésennes cité plus haut). La série apparaît renversée, le plongement commun des trois unités se faisant vers le Sud (M. Chenevoy, p. 182).

Plusieurs faciès sont représentés au sein du massif : oeillés, amygdalaires et leptyniques. En ce qui concerne les faciès oeillés, nous nous sommes intéressés :

- au gneiss oeillé choisi comme type pour le Haut-Limousin par M.Chenevoy (crête du barrage sur le Thaurion à environ 1,5 km en amont de St-Martin de Terressus) ;
- au gneiss leptynique oeillé trouvé près de St-Laurent les Eglises ;
- au gneiss oeillé de la Betoulle, à 1,5 km à l'Ouest de St-Laurent les Eglises.

Tous ces faciès ont une texture particulière qui suppose une cristallisation accompagnée d'actives déformations (migmatites syntectoniques - in Chenevoy, p. 209). Pour M. Chenevoy, les mégacristaux dans cet ensemble de faciès traduisent l'apport Si et K caractérisant la migmatisation stratoïde II.

2 - Composition chimique et minéralogique.- L'analyse chimique a été réalisée sur le faciès type du Thaurion (usine St-Marc sur Thaurion, An 3574, S. Couturié).

SiO ₂	72,00
Al ₂ O ₃	14,40
Fe ₂ O ₃	0,55
FeO	1,15
MgO	1,10
CaO	1,25
Na ₂ O	2,95
K ₂ O	4,05
TiO ₂	0,25
P ₂ O ₅	0,20
MnO	0,05
H ₂ O ⁺	0,80
H ₂ O ⁻	0,30

Somme	99,05

Paramètres américains :

I, 3(4), '2, 3

La composition normative déduite Q : Ab : Or est 42 : 27 : 31 et correspond à celle d'un granite et plus particulièrement à l'eutectique ternaire à 2000 bars pour un rapport Ab/An égal à 4,8, rapport qui se trouve être celui de la roche.

La composition minéralogique correspondante est la suivante :

Quartz	Grenat
Feldspath potassique - 2V = 78°	Apatite
Oligoclase An 16 séricitisé	Zircon
Biotite	Minerai
Muscovite abondante	Chlorite dérivant de biotite

3 - Les feldspaths potassiques.-

α - Micrographie. - De nombreuses lames minces sur le type moyen (HL 5) permettent une bonne observation des mégacristsaux.

Les mégacristsaux feldspathiques ont souvent un contact méandriforme avec le reste de la roche ; ce contact peut être oblitéré par une zone myrmékitique. Les mégacristsaux sont maclés selon la loi de Carlsbad, légèrement perthitiques, moirés irrégulièrement et renferment des inclusions - l'angle des axes est très élevé (- 2 V = 80° à - 84°). Les bords des mégacristsaux sont constitués par un assemblage de cristaux plus petits, limpides, moirés, à contours rectilignes et de forme polygonale.

Les mégacristsaux peuvent être parcourus de veinules de feldspath potassique en association polygonale, qui semblent cicatriser des lignes de fractures. Le quartz peut être associé au feldspath au sein de ces veinules.

Les divers aspects ci-dessus évoquent une recristallisation partielle des mégacristsaux feldspathiques, contemporaine d'une mobilité siliceuse (myrmékite).

— Cet aspect est général pour l'ensemble des gneiss oeillés ; le gneiss oeillé près de St-Laurent les Eglises montre aussi deux types de feldspaths : mégacristsaux moirés avec inclusions nombreuses rappelant les aspects décrits à propos de la Montagne Noire (MN 23 et MN 32) et présentant des zones irrégulièrement réparties de recristallisations et feldspath potassique moiré en position interstitielle.

Enfin les gneiss oeillés du Moulin de la Betoulle dont les mégacristsaux atteignent parfois 4 cm dans leur plus grande dimension, permettent d'observer avec détail leurs inclusions : biotite en îlots, entourée de quartz et de muscovite (Pl. VII, fig. 4), ainsi que plagioclases corrodés avec ceinture de quartz et lattes de muscovite.

b - Symétrie et oligoéléments des feldspaths.-

Pour le feldspath extrait de la roche totale des gneiss oeillés du Thaurion -HL 5- (les mégacristsaux ne sont pas mécaniquement séparables), la symétrie est triclinique, type M (T dominant + t ou RD), le pourcentage maximum de triclinisme trouvé est $P = 83$.

Par contre dans l'embranchite oeillée leptynique -HL 3- deux extractions séparées, l'une sur un oeil quadrangulaire à angles arrondis, l'autre sur la matrice à tendance leptynique, permettent de constater une différence entre les feldspaths :

- symétrie triclinique dominante ($P = 79$) dans les diagrammes type T ou M (T dominant) pour les feldspaths de la matrice ;
- symétrie de microcline intermédiaire ($P = 45$) avec des diagrammes type t pour les feldspaths de l'oeil.

Cette distinction s'affirme également dans la différence de composition en oligoéléments, appréciable en ce qui concerne le Sr et le Ba : l'oeil isolé se révèle plus riche en ces éléments que le feldspath de la matrice. Apparemment cette roche n'est pas en équilibre (chimique et thermodynamique) et la présence de 2 phases feldspathiques de caractères différents et morphologiquement différenciés suggère deux stades d'élaboration.

Confirmation de l'entité oeil feldspathique, de structure et composition particulières, est donnée par les caractères du feldspath potassique des gneiss oeillés de la Betoulle -HL 2- où la phase feldspath potassique est concentrée dans des mégacristsaux qui, mécaniquement, se séparent très bien de la trame intensément plissotée et riche en micas et non leptynique comme précédemment.

Ses caractères de symétrie et oligoéléments représentent le pôle de ceux définis plus haut pour les mégacristsaux de HL 3, c'est-à-dire triclinisme encore plus faible (type t - $P = 26$), et richesse encore plus grande en Sr et Ba apparentant ainsi ces feldspaths aux mégacristsaux de certains granites (Aigoual).

L'angle des axes, mesuré par conoscopie, oscille entre -62 et -75° ce qui indique un état structural variable à travers le cristal. L'ensemble des résultats montre qu'il existe deux types de feldspaths :

- les mégacristsaux, riches en Sr et Ba comme certains feldspaths de granite, ont cristallisé sous une forme monoclinique ou proche. Ils ont subi une recristallisation partielle et leur transformation polymorphe est incomplète ;
- les feldspaths de la matrice leptynique sont tricliniques et de caractères géochimiques différents de ceux des mégacristsaux.

A l'appui du déséquilibre constaté dans ces roches, on peut noter la distribution anormale du Rb entre les différents minéraux.

D - LES FELDSPATHS POTASSIQUES DES FACIES MIGMATITIQUES OEILLÉES DU LIMOUSIN

1 - Symétrie des mégacristaux et niveau métamorphique.- Le feldspath potassique des mégacristaux présente une symétrie conforme au niveau métamorphique des terrains encaissants ; sur ce point ils apparaissent comme faisant partie de la série métamorphique où ils sont inclus. Ceci est à mettre en opposition - pour la relation symétrie des feldspaths et degré métamorphique du toit - avec les résultats sur les mégacristaux des formations oeillées dans le Haut-Allier et la Montagne Noire.

Cependant, cet accord ne paraît pas total en ce qui concerne les gneiss du Thaurion où subsistent des états tricliniques intermédiaires dans certains mégacristaux, ce qui suggère leur élaboration sous forme monoclinique, antérieurement au dernier épisode métamorphique, et leur inversion incomplète, peut-être liée à la grande taille des cristaux, lors de celui-ci.

2 - Coexistence de feldspaths potassiques de caractéristiques différentes au sein d'une même roche.- La différence se manifeste dans les caractères structuraux et les teneurs en oligoéléments. C'est ce qui a été observé notamment à propos des formations migmatitiques oeillées de Cornil et du Thaurion. Ces feldspaths peuvent être morphologiquement différenciés et correspondent à deux stades dans l'élaboration de la roche.

3 - Relations entre feldspaths et évolution pétrogénétique.-

Dans les roches migmatitiques oeillées du Bas-Limousin (anticlinal de Tulle) et du Haut-Limousin (Thaurion) les mégacristaux ont cristallisé antérieurement au dernier stade cristallogénétique de la roche.

Dans le Haut-Limousin (Massif du Thaurion), les mégacristaux primitivement monocliniques ont subi une transformation polymorphique plus ou moins complète, et ont souvent recristallisé en cristaux plus petits, tricliniques, ce qui traduit des conditions thermodynamiques plus superficielles que celles de leur cristallisation initiale.

Dans le Bas-Limousin, ce dernier stade cristallogénétique correspond à une importante mobilisation quartzo-feldspathique qui confère aux roches de l'axe anticlinal de Tulle une allure migmatitique ; les mégacristaux feldspathiques font alors figure de reliques.

L'état structural des feldspaths potassiques de deuxième génération (microcline intermédiaire $t \rightarrow T$) est interprété comme l'indice d'une cristallisation métastable sous forme désordonnée dans le domaine de stabilité du microcline. Ce phénomène de mobilisation quartzo-feldspathique, qui se produit à une température sub-eutectique, est à rattacher aux réactions submagmatiques et aux transformations minéralogiques hydrothermales (K.R. Mehnert 1968, p. 93) aboutissant à une "granitisation", au sens le plus large défini par K.R. Mehnert (1968, p. 295), c'est-à-dire sans apport obligatoire d'éléments et avec réutilisation de matériaux préexistants.

III - PETROGRAPHIE ET MINERALOGIE DES FACIES LEPTYNIQUES

Nous utilisons ce terme dans le sens large défini en introduction de cet ouvrage (p. 18).

A - SITUATION GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE DES PRINCIPAUX TYPES ETUDIES

Les faciès leptynites embréchitiques constituent une part importante du Massif du Thaurion (Haut-Limousin) ; les échantillons HL 3a, HL 6a, HL 7, HL 8 appartiennent à cet ensemble.

Le Massif de Gorre est constitué de leptynites embréchitiques dans sa presque totalité et comprend un important panneau gneissique. Il forme une amande interstratifiée dans les gneiss à deux micas (HL 9 - HL 10 - HL 11 - HL 12). Dans la région de St-Yrieix s/Aixe, apparaît un faciès anatexique leptynique.

Le faciès leptynite embréchitique et anatexique est abondamment représenté dans l'Arc de St-Yrieix qui s'étend d'Ouest en Est entre La Roche - Abeille et la faille d'Argentat. Les terrains métamorphiques encaissants sont des gneiss à deux micas et sauf accident tectonique, les assises de ces trois formations sont concordantes (HL 15 - HL 16).

En Basse-Marche, le Massif de St-Sornin la Marche Vincou est constitué par les migmatites de Lanneau (leptynites anatexiques) qui se disposent en coupole. Limité à l'Est par la faille de Nantiat et au Sud par le granite de Chamboret, il jouxte au Nord les gneiss à cordiérite de Magnac Laval, et plonge à l'Ouest sous les micaschistes à deux micas de la Croix de Gartempe. La zone de transition est fort étroite et comporte des faciès particuliers (in Chenevoy, p. 98-99), leptynites embréchitiques et micaschistes oligo-clasés, témoignant d'une mobilité des éléments Ca, Na et K.

Au faciès leptynite anatexique, se trouvent associés :

- le granite nébulitique de La Lande avec mégacristsaux feldspathiques considérés comme tardifs (in Chenevoy, p.98) ;
- et les amphibolites migmatitiques de Droux Rancon. Le feldspath potassique qu'elles renferment ($\approx 20\%$) est attribué par M. Chenevoy à la phase d'apport potassique qui a donné naissance aux anatexites de Lanneau.

Dans le pays de Rochechouart, des leptynites largement cristallisées à texture embréchitique constituent quelques niveaux intercalés au sein de gneiss à deux micas. Le niveau le plus important est celui de Rochechouart et sa disposition est subhorizontale.

Enfin le Bas-Limousin présente divers faciès de leptynites :

- leptynites au sens strict comme celui de Cabane, Aubazine, etc... interstratifiées dans des gneiss à deux micas ;
- leptynites migmatitiques comme celles de Roche de Vic, d'Albussac, qui se situent dans la partie axiale de l'anticlinal de Tulle.

B - COMPOSITION CHIMIQUE ET MINÉRALOGIQUE

La composition chimique des principaux faciès n'étant connue que par calculs à partir d'analyses modales (in Chenevoy), il a paru intéressant de la préciser par des analyses chimiques.

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	74,65	73,95	73,70	71,20	74,15	75,20	80,00
Al ₂ O ₃	13,30	13,10	13,05	16,65	15,00	12,20	11,22
Fe ₂ O ₃	0,55	0,75	0,45	0,80	0,65	0,65	0,83
FeO	1,30	1,30	1,50	1,95	0,65	0,65	0,85
MgO	1,45	1,25	0,50	1,05	0,95	1,20	tr
CaO	1,00	1,15	1,10	1,15	1,10	1,45	tr
Na ₂ O	2,45	2,65	3,10	2,75	3,20	3,25	3,90
K ₂ O	3,95	4,30	4,60	3,80	3,40	4,00	4,20
TiO ₂	0,10	0,30	0,25	0,35	0,10	0,10	0,08
P ₂ O ₅	0,30	0,45	0,40	0,15	0,10	0,45	tr
F							
MnO	0,0	0,05	tr	tr	tr	0,05	0,02
H ₂ O ⁺	0,80	0,55	0,30	0,45	1,15	0,60	0,10
H ₂ O ⁻	0,0	0,25	0,25	0,15	0,30	0,15	0,10
Somme	99,85	100,05	99,20	100,45	100,75	99,95	101,30

- 1 - Leptynite anatexique - Barrage de Martineix (HL 22) An 3941, S.Couturié.
- 2 - Leptynite anatexique - Moulin de Lanneau (HL 31) An 4033, F. Cantagrel.
- 3 - Leptynite anatexique - Pagnac (HL 37) An 4034, F. Cantagrel.
- 4 - Leptynite embréchitique - Chenevière (HL 12) An 3572, F. Cantagrel.
- 5 - Leptynite anatexique - Meuzac (HL 16) An 3573, F. Cantagrel.
- 6 - Leptynite - Rochechouart, faciès Combard (HL 40) An 4054, S. Couturié.
- 7 - Leptynite de Cabane (analyse ancienne in Roques, p.273, An 19) BL 10 Ab. Fournet.

Les paramètres américains correspondants sont les suivants :

- | | |
|-------------------------|-------------------------|
| 1 - I' - 3 - 1(2) - 3 | 5 - I, 3', '2, 3' |
| 2 - I' - 3' - 1(2) - 3 | 6 - I - 3(4) - (1)2 - 3 |
| 3 - I - (3)4 - 1(2) - 3 | 7 - I - 3' - 1 - 3' |
| 4 - I' - 3' - 2 - 3 | |

Dans la nomenclature de A. Lacroix, toutes ces roches sont des rhyolites alcalines, orthosiques hololeucocrates.

L'analyse du faciès anatexite de Lanneau porte sur une poudre, résultat d'un quartage de 15 kg de roches prélevées dans la grande carrière du Moulin de Lanneau (bord de la Gartempe 1,2 km au N.O de Peyrat de Bellac) et peut être considérée comme représentative.

Nous avons comparé avec l'analyse chimique calculée à partir de l'analyse modale réalisée sur un échantillon de la même provenance (in Chenevoy p.96) .

% vol., quartz 24,3 - microcline (-2 V = 75°) 40,5 - oligoclase acide 28,3 - biotite 3 - muscovite 3,8 -

	Analyse chimique calculée Anatexite Moulin de Lanneau (in Chenevoy p.97)	Analyse chimique Anatexite Moulin de Lanneau An 4033
SiO ₂	72,3	73,95
Al ₂ O ₃	15,1	13,10
Fe ₂ O ₃	-	0,75
FeO	0,8	1,30
MgO	0,5	1,25
CaO	0,5	1,15
Na ₂ O	3,0	2,65
K ₂ O	7,4	4,30
TiO ₂	-	0,30
P ₂ O ₅	-	0,45
MnO	-	0,05
H ₂ O ⁺	0,3	0,55
H ₂ O ⁻	-	0,25
	-----	-----
Somme	99,9	100,05

Il existe une grande différence entre teneurs calculées et mesurées à propos de K₂O. La valeur remarquable (7,4 % K₂O) trouvée par calcul est l'expression de l'hétérogénéité ou d'une ségrégation au sein de la roche. Par contre, la valeur représentative de l'ensemble (4,30 % K₂O) trouvée par analyse réduit considérablement le caractère de métasomatose potassique qui aurait présidé à la migmatisation de Lanneau ; ce faciès migmatitique ne présente en effet aucune originalité chimique par rapport aux autres faciès leptyniques.

Les points représentatifs en fonction de CaO et Na₂O + K₂O (critères proposés par P. Davoine, 1968) se répartissent dans le champ des paraleptynites et ortholeptynites de type rhyolitique.

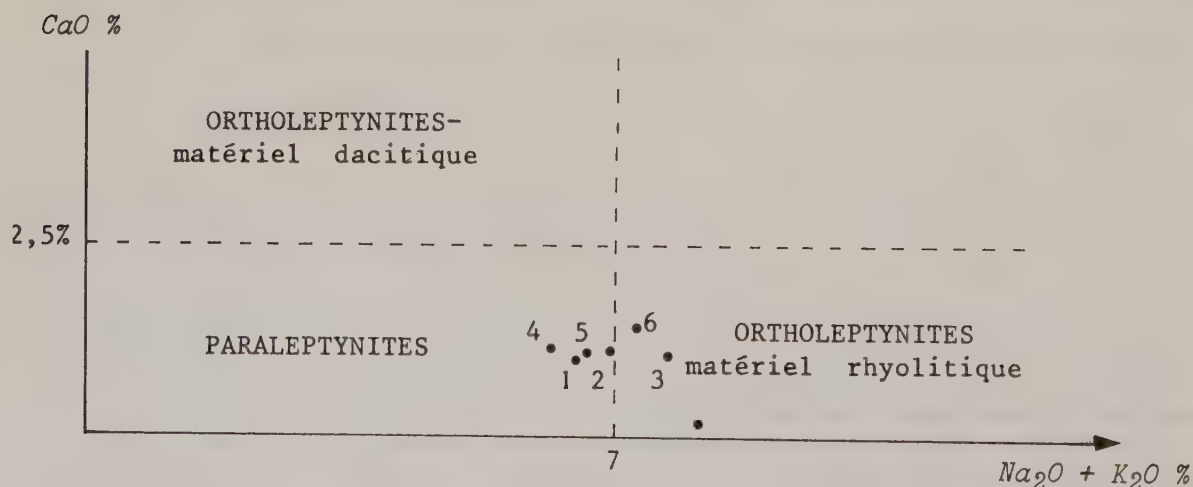


Fig.48.- Composition des leptynites (s.l.), les numéros correspondent à l'ordre de présentation des analyses chimiques.

- Les faciès leptyniques de teinte rose se situent généralement dans le domaine des ortholeptynites rhyolitiques (BL 10 - HL 37 - HL 40).

- Les faciès leptyniques de teinte grise (HL 22 - HL 31) appartiennent au domaine des paraleptynites ou au domaine limite.

Nous rappelons que la même distinction est apparue à propos des faciès leptyniques du Haut-Allier, de la Haute-Vallée de la Dordogne et du Lyonnais.

Micrographie.- Nous ne reviendrons pas sur le détail des caractères micrographiques et les compositions modales de ces différents faciès exposés dans l'ouvrage de M. Chenevoy (1958) et de M. Roques (1941).

Leur caractère commun est de renfermer du feldspath potassique moiré ($-2V = 75^\circ$ à 84°), limpide, en plages xénomorphes qui paraissent représenter la dernière phase mobile de la roche ; des plages de myrmékite lui sont fréquemment associées. A l'appui de cette mobilité, il faut signaler l'aspect suivant : du feldspath potassique à contours xénomorphes peut contenir des îlots de forme quelconque, généralement isodiamétriques, de plagioclases maclés polysynthétiquement selon la loi de l'albite. L'orientation commune de la trace du plan d'association de ces macles polysynthétiques au sein des différents îlots suggère l'envahissement d'un cristal unique de plagioclase par du feldspath potassique.

La phase feldspath potassique est attribuée par M. Chenevoy à un apport métasomatique caractéristique de la migmatisation stratoïde dans le Haut-Limousin ; le faciès leptynique est considéré comme antérieur à la migmatisation.

C - ETAT STRUCTURAL PARTICULIER DES FELDSPATHS POTASSIQUES DE LEPTYNITES ANATEXIQUES

1 - Symétrie des feldspaths.- Les résultats analytiques peuvent se résumer ainsi :

- Les faciès leptyniques (s.l.) renferment des feldspaths potassiques de type T ou M (T+t) avec la phase triclinique T dominante (60 à 90 % de T).

- Le triclinisme des feldspaths type T est élevé ($P = 78 \rightarrow 100$) ; compte tenu de la méthode de mesure adoptée (distance entre pics $131 - \bar{1}31$) imposée par l'aspect du diagramme, il s'agit de microcline proche du microcline maximum. Par contre, le pourcentage de triclinisme de l'état t ne peut être mesuré.

2 - Signification de l'association (T+t).- Les feldspaths de type T ou M ont sensiblement la même composition chimique (voir composition déterminée par la méthode d'Orville avant et après homogénéisation). Il paraît difficile d'invoquer pour les feldspaths de type M, une susceptibilité différente à l'inversion due à une différence de composition chimique.

Cette association (T+t) paraît donc liée aux conditions thermodynamiques de cristallisation du feldspath potassique ou à l'existence de deux phases non synchrones.

— Le triclinisme de la phase T (dominante ou seule représentée) s'accorde avec les conditions thermodynamiques du milieu métamorphique mésozonal en croissance. A titre d'exemple, citons :

- le feldspath potassique T ($P = 78$) des leptynites de Cabane (anticlinal de Tulle) intercalées dans des gneiss à deux micas ;

- le feldspath des leptynites embréchitiques de Lacaux ($T P=80$) qui appartiennent à un niveau stratoïde inclus dans des gneiss à muscovite et biotite.

— La signification de l'état t est beaucoup plus délicate à définir : s'agit-il d'un vestige, d'une étape ou d'un terme ?

- Bien que les mesures sur angles d'axes soient moins nombreuses que sur les feldspaths moirés des migmatites ocellées du Bas-Limousin, on peut avancer que les angles d'axes oscillent pour le moins entre $- 75^\circ$ et $- 84^\circ$, et, comme aucune différenciation morphologique n'accompagne ces variations d'angles d'axes, il paraît difficile d'attribuer le feldspath t à une phase relique de cristallogénèse antérieure.

- L'état t est le plus abondamment représenté dans les faciès leptyniques anatexiques (HL 31, HL 22, HL 37, BL 15) ou leptyniques embréchitiques riches en matériel leucocrate et en myrmékite (HL 15 - HL 11).

Le feldspath type t (ou RD) est donc lié aux faciès migmatitiques des leptynites ; il est l'expression de la mobilité de l'élément feldspathique et des conditions thermodynamiques qui y ont présidé.

3 - Interprétation pétrogénétique et conditions de "mobilisation".- A l'exception du Bas-Limousin où une zone anatexique aurait pu occuper l'axe de l'anticlinal (granite tardimigmatitique de Cornil et présence de sillimanite dans les gneiss en lentille dans les faciès migmatitiques ocellés), les leptynites s.l sont stratoïdes dans des niveaux métamorphiques mésozonaux ou épizonaux, et rien ne permet de supposer une augmentation locale du degré métamorphique. C'est ainsi que les gneiss en septa dans le massif leptynique de Gorre sont des gneiss à deux micas analogues à ceux du mur et du toit.

Quelques faciès à sillimanite peuvent apparaître et traduire un régime de plus haute température, mais ils sont d'extension restreinte (p.162 in Chenevoy) et leur répartition n'est pas liée à celle des niveaux leptyniques.

La mobilité du matériel potassique s'est donc exercée dans des conditions métamorphiques mésozonales ou épizonales : il y a eu cristallisation de feldspath t (microcline intermédiaire) dans les conditions normales d'équilibre du microcline avec inertie à la transformation en une phase plus ordonnée.

Ceci est à rapprocher des conditions de cristallisation de l'adulaire : ce feldspath se développe métastablement à basse température sous une forme désordonnée car l'énergie thermique est insuffisante pour organiser la croissance d'une forme plus ordonnée (in Barth 1969, p. 118). Ainsi dans les formations leptyniques du Haut-Limousin, l'état structural M ($T+t$) trouvé pour les feldspaths traduit l'état d'équilibre (T) vers lequel tendent les feldspaths qui ont cristallisé métastablement sous une forme désordonnée (t) dans des conditions mésozonales ou épizonales.

S'il existe une mobilité d'éléments silico-potassiques, s'agit-il pour autant d'un apport ? L'étude des oligoéléments des feldspaths apporte des éléments intéressants à ce sujet.

D - OLIGOELEMENTS DES FELDSPATHS POTASSIQUES

1 - Caractéristiques d'ensemble.-

D'une façon générale les feldspaths potassiques des leptynites sont très pauvres en Sr et Ba : une teneur en Sr inférieure à 100 ppm et en Ba inférieure à 1000 ppm les caractérisent. De tels résultats ont été trouvés sur des feldspaths de faciès analogues dans le Haut-Allier, Dordogne et Lyonnais.

Les leptynites embréchitiques à amphibole du Massif de Gorre font exception (HL 10 - HL 11 - HL 12) avec des feldspaths plus riches en Sr et Ba ; il en est de même pour HL 15 et HL 16 dans le Massif de Meuzac.

2 - Constance de teneurs dans les feldspaths potassiques de leptynites et de leur équivalent anatexique.- Ces teneurs caractéristiques se trouvent dans les faciès leptyniques (s.l.), qu'ils soient leptyniques, leptyniques embréchitiques ou anatexiques, et quel que soit l'état structural du feldspath. La meilleure illustration à l'échelle régionale, réside dans la comparaison des feldspaths de la leptynite de Cabane -BL 10- et de la leptynite anatexique du sommet de la Roche de Vic -BL 15- (Bas-Limousin).

	- BL 10 -	- BL 15 -
Sr , ppm	13	15
Rb , ppm	390	330
Ba , ppm	950	810
P	T	T+t

La symétrie du feldspath potassique est différente, mais le contenu oligoélémentaire remarquable est semblable.

Mobilité et contenu oligoélémentaire caractéristique n'apparaissent pas nécessairement liés.

3 - Teneur oligoélémentaire, caractère spécifique d'un niveau lithologique.- Un point intéressant se dégage de l'étude du feldspath potassique des amphibolites migmatitiques de Droux-Rancon associées aux anatexites de Lanneau. Leur feldspath est très riche en Sr (1275 ppm) et Ba (7200 ppm) et donc de caractère oligoélémentaire très différent de ceux des leptynites anatexites de Lanneau (144 Sr et, 1610 ppm Ba).

Une telle différence ne plaide pas en faveur d'un apport potassique commun pour expliquer la nature migmatitique des formations de Lanneau et des amphibolites de Droux-Rancon comme le pensait M. Chenevoy (1958, p. 100), et suggère plutôt l'élaboration in situ d'une phase mobile à partir de matériaux préexistants. A ce propos, on peut noter que les formations leptyniques à hornblende trouvées par ailleurs en Haut-Limousin (HL 10 - HL 11 - HL 12), renferment aussi des feldspaths relativement plus riches en Sr et Ba (ce sont les exceptions citées plus haut).

E - LES FELDSPATHS POTASSIQUES DANS LES LEPTYNITES (s.l)

Les feldspaths potassiques de leptynites ont une symétrie correspondant au degré métamorphique des terrains encaissants ; ils font partie intégrante de la série métamorphique.

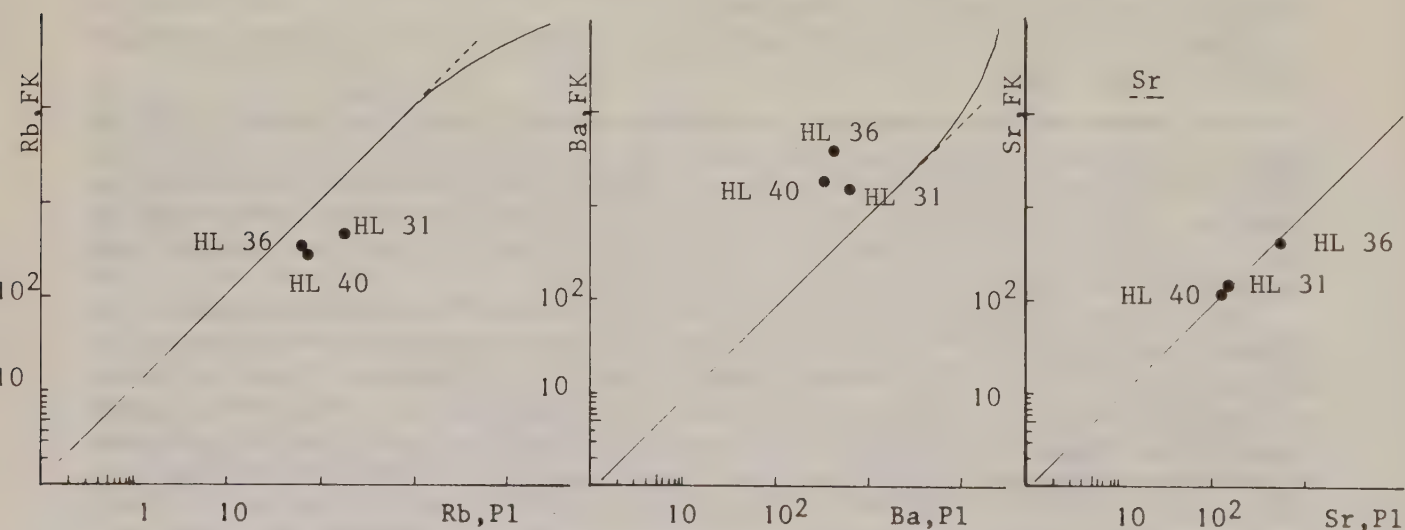
Les faciès migmatitiques renferment des microclines intermédiaires (t+T) qui témoignent de la cristallisation rapide d'une phase potassique de structure désordonnée dans les conditions d'équilibre du microcline indépendamment d'une augmentation locale de température, et en dehors de toute zone d'anatexie. Une telle interprétation de l'état structural des feldspaths est cohérente avec le gisement stratoïde de ces faciès. Il s'agit donc d'une mobilisation quartzo-feldspathique qui se produit probablement sous l'effet de fluides hydrothermaux, et qui se place au rang des transformations minéralogiques se produisant à des températures submagmatiques et aboutissant à la formation de roches granitoïdes (K.R. Mehnert, p.93).

L'origine du matériel mobile peut être discutée ; cependant, les caractères oligoélémentaires des feldspaths potassiques soulignent la réutilisation de matériel préexistant *in situ*.

IV - DISTRIBUTION DES OLIGOELEMENTS ENTRE MINERAUX COEXISTANTS

A - DISTRIBUTION DU Rb, Sr et Ba ENTRE PLAGIOCLASE ET FELDSPATH POTASSIQUE

Nous soulignons ici les difficultés d'extraction d'une phase plagioclase pure - quand il s'agit d'albite-oligoclase - ce qui explique le petit nombre de couples étudiés. (La pureté des extractions a été contrôlée par diffractométrie X et par analyses chimiques, et les teneurs corrigées en fonction du pourcentage d'impuretés).



Distribution d'éléments en traces (concentrations en ppm) entre feldspath potassique Or₇₅Ab₂₅ (ordonnée) et plagioclase Ab₇₀An₃₀ (abscisse) coexistants.

- Etude expérimentale, Iiyama 1968.

Fig.49.- Distribution du Rb, Sr et Ba entre feldspath potassique et plagioclase. Comparaison avec les courbes expérimentales.

Les courbes de distribution présentées ci-avant (fig.49) sont celles de Iiyama pour une cristallisation à 600° sous 1000 bars. On constate que la distribution du Sr est celle indiquée par la courbe et que le Rb est très légèrement excédentaire dans le plagioclase. Par contre, la distribution du Ba est assez éloignée de la courbe proposée : le feldspath potassique est considérablement enrichi en cet élément par rapport au plagioclase.

Les causes d'une distribution conforme ou non conforme ne peuvent être discutées ici et nous nous bornons à un simple constat. Cependant, il apparaît que le Ba est un élément plus sensible aux facteurs de répartition que le Sr ou le Rb.

B - TENEURS ABSOLUES EN Rb DES MINÉRAUX ET STADES DE MOBILISATION

Les teneurs absolues en Rb des minéraux coexistants ont été reportées sur un diagramme (fig.50) conçu de la façon suivante :

- en abscisse est figurée la teneur absolue en Rb du feldspath potassique ou de la muscovite (compte tenu du coefficient de partage du Rb entre ces deux minéraux, qui est proche de 1) ;

- en ordonnée, la teneur absolue en Rb de la biotite.

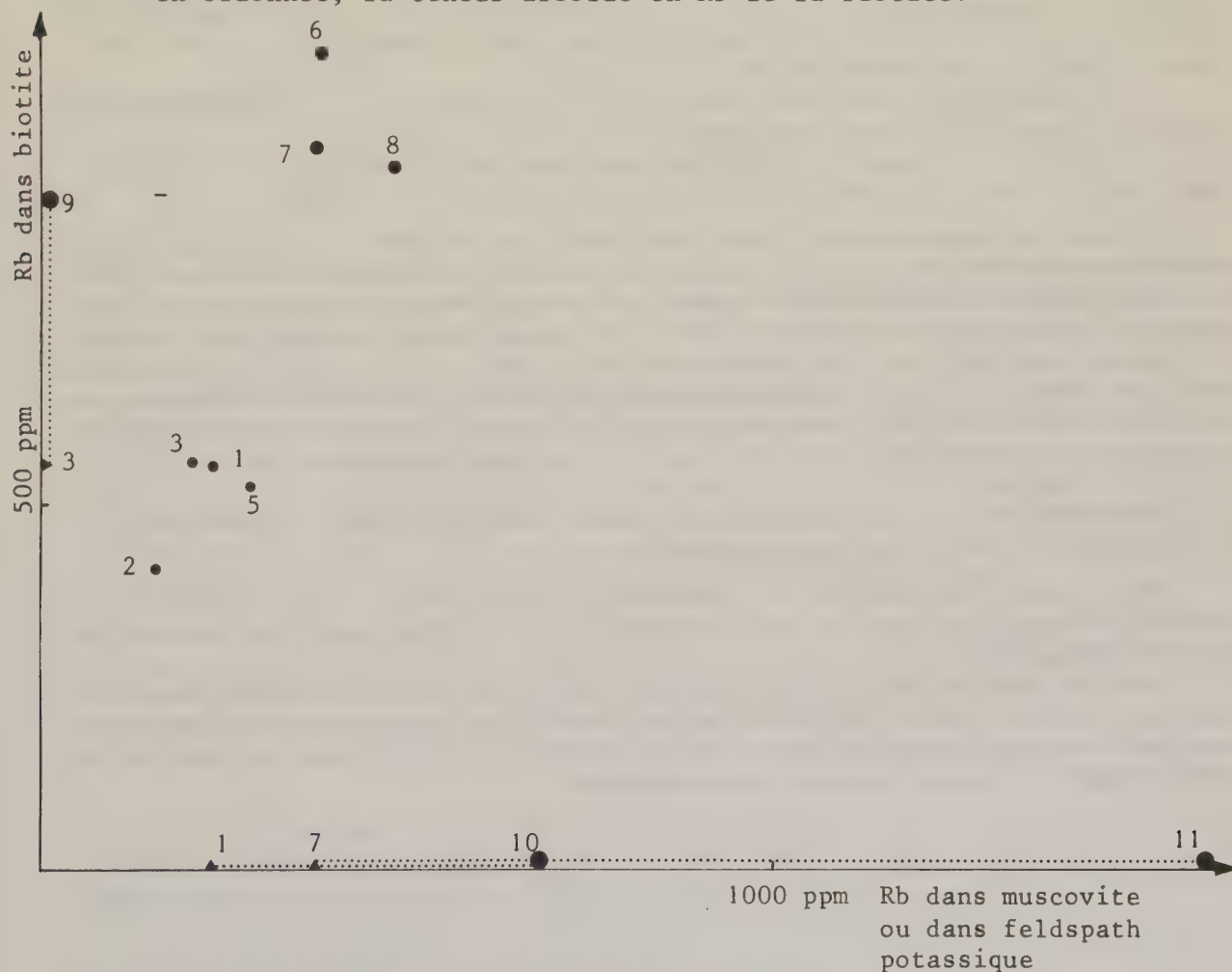


Fig.50.- Comparaison des teneurs absolues en Rb des minéraux dans les ectinites, roches migmatitiques et pegmatites associées - (les teneurs caractéristiques dans les roches et celles dans les pegmatites qui leur sont associées sont réunies par un trait pointillé.

Les numéros correspondent aux échantillons suivants :

- | | |
|----------------------------|---|
| 1 - Gneiss de Miallet | 7 - Embréchite de Cornil |
| 2 - Anatexite Magnac-Laval | 8 - Anatexite de Lanneau |
| 3 - Leptynite d'Albussac | 9 - Pegmatite dans gneiss d'Albussac |
| 4 - Ardoise Travassac | 10 - Pegmatite dans gneiss de Miallet |
| 5 - Anatexite d'Aubusson | 11 - Pegmatite dans embréchite de Cornil. |
| 6 - Leptynite de Cabane | |

Le diagramme montre clairement deux groupes de roches dont les points figuratifs sont alignés selon le coefficient de partage moyen Rb biotite/Rb muscovite ou Rb biotite/Rb feldspath potassique proche de 2.

- Le premier groupe, le moins riche en Rb, correspond aux ectinites et migmatites fondamentales ;

- Le deuxième groupe, beaucoup plus riche en Rb, correspond aux faciès migmatitiques.

Ont été reportées également les teneurs en Rb de minéraux (muscovite ou biotite) de pegmatites associées aux ectinites et au faciès migmatitique, pour connaître leur situation respective par rapport aux deux groupes précédemment définis. On constate que :

- les pegmatites liées aux ectinites s'intègrent sur le plan géochimique au domaine des faciès migmatitiques ;

- alors que la pegmatite liée aux faciès migmatitiques est considérablement enrichie en Rb et correspond à un autre domaine de teneur.

Ce mode de représentation met clairement en évidence la différence géochimique existant entre ectinites et migmatites fondamentales d'une part, et faciès migmatitiques d'autre part ; elle suggère que ces derniers correspondent à une phase de mobilité dont les pegmatites d'exsudation dans les ectinites seraient une des manifestations ; par contre, les pegmatites au sein des embréchites ne correspondent pas à des "cheminées" d'apport de matériel granitique, et leur postériorité déduite d'observations de terrain par M. Roques apparaît clairement sur le plan géochimique.

C - DISTRIBUTION NORMALE ET ANORMALE DU Rb ENTRE BIOTITE - MUSCOVITE ET FELDSPATH POTASSIQUE COEXISTANTS

Nous avons reporté sur un diagramme triangulaire (voir son principe d'établissement au chapitre Montagne Noire), les teneurs en Rb de minéraux coexistants, (fig. 51).

Pour le Bas-Limousin, nos résultats sur les feldspaths ont été complétés par les teneurs en Rb des micas qui ont été publiées à propos d'une étude de géochronologie absolue (M.J. Orliac et coll., 1963), dans le cas où les prélèvements avaient la même localisation.

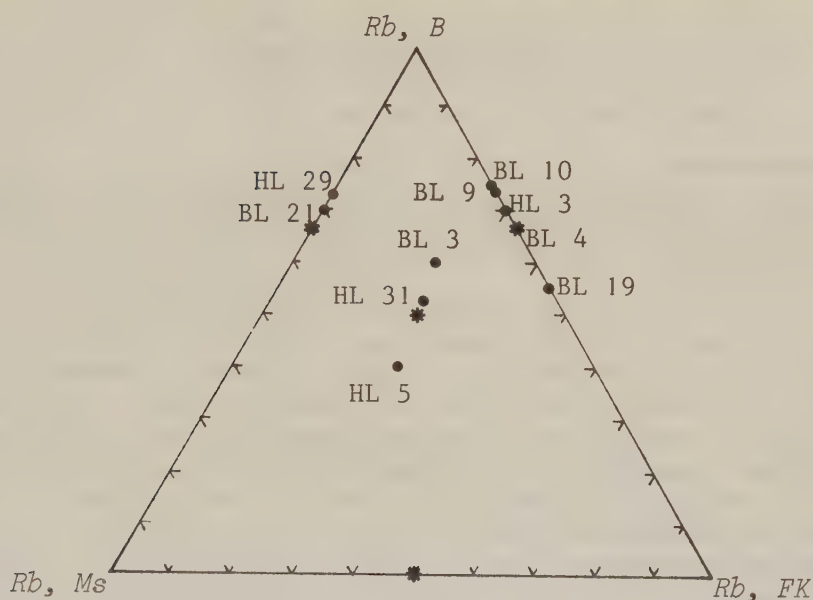


Fig. 51.- Distribution du Rb entre minéraux coexistants.

1°) Dans certaines associations, la valeur définie comme moyenne pour le coefficient de partage du Rb entre minéraux coexistants est respectée ; c'est le cas pour le granite de Cornil (BL 4) et la leptynite anatexique de Lanneau (HL 31).

Si l'équilibre chimique n'est pas inattendu au sein d'un granite, il est intéressant de remarquer qu'il est également réalisé dans une roche pour laquelle une genèse par apport métasomatique avait été proposée (M. Chenevoy, 1958). De plus, la cristallisation suivant l'épisode de mobilité quartzofeldspathique, bien que probablement réalisée dans des conditions p.t très différentes de celles de la cristallisation du granite, aboutit cependant à une répartition équivalente des oligoéléments entre minéraux.

2°) Certaines associations, bien que non idéales, se rapprochent de la distribution moyenne : l'écart par rapport à la moyenne correspond à un léger enrichissement en Rb de la phase biotite par rapport à la muscovite ou au feldspath potassique coexistants.

Dans cette catégorie se classent les ectinites et migmatites fondamentales (BL 9 - HL 29 - BL 21) et des faciès leptyniques (HL 3 et BL 10).

3°) Enfin trois cas s'écartent davantage de la moyenne : il s'agit de trois faciès oeillés BL 3, BL 19 et HL 15. Le nombre de mesures est insuffisant pour approfondir la raison de cette distribution non conforme, indice d'un déséquilibre chimique. Elle nous paraît directement liée à l'histoire complexe de ces formations, et confirme la coexistence de phases feldspathiques correspondant à des stades de cristallisation différents.

V - CONCLUSIONS GENERALES

A - FACIES AMYGDALAIRES

Au sein des faciès amygdalaires, coexistent deux types de feldspaths potassiques : ceux qui constituent les yeux et ceux qui sont en position interstitielle.

Les yeux feldspathiques ne sont pas liés obligatoirement à des faciès migmatitiques, et leur état structural les intègre à la série métamorphique qui les contient, ou tout au moins au dernier épisode métamorphique qui s'est exercé sur elle. Le feldspath des yeux se comporte comme une phase protéro-gène, qui a pu subir les effets d'une recristallisation ou se trouve inclus dans un assemblage quartzo-feldspathique de cristallisation plus tardive. L'existence d'un déséquilibre géochimique entre minéraux appuie l'idée d'une cristallogenèse en plusieurs temps.

Les feldspaths xénomorphes interstitiels apparaissent de cristallisation tardive dans l'ensemble de la roche, ainsi d'ailleurs que le quartz, et ce sont eux qui contribuent essentiellement à l'aspect migmatitique du faciès. Cette mobilisation quartzo-feldspathique se réalise probablement dans les mêmes conditions et selon les mêmes modalités que dans les faciès leptyniques (s.l) - voir ci-dessous - et correspond à un phénomène de granitisation au sens le plus large du terme.

B - FACIES LEPTYNIQUES s.l

Les leptynites (s.s) représentent de simples niveaux feldspathiques inclus dans une série métamorphique et, à ce titre, renferment des feldspaths potassiques dont la symétrie est en accord avec les paragenèses des terrains encaissants.

Dans les leptynites migmatitiques, on note la coexistence de phases structurales désordonnées et ordonnées pour des feldspaths potassiques non différenciables morphologiquement ; cette coexistence traduit les conditions particulières de leur mobilisation : mise en solution et cristallisation dans les conditions d'équilibre du microcline, avec inertie à la transformation en une phase plus ordonnée. Cette mobilisation ne paraît liée à aucun accroissement local du gradient géothermique et traduit essentiellement la réutilisation in situ de matériaux préexistants.

C - INTERPRETATION PETROGENETIQUE

Un évènement cristallogénétique commun s'exerce sur certaines leptynites et roches oeillées : il s'agit d'une mobilisation quartzo-feldspathique qui se produit dans des conditions de températures subeutectiques et dans le domaine d'équilibre du microcline, en général dans des conditions mésozonales de métamorphisme. Elle est à rattacher aux réactions submagmatiques et aux

transformations minéralogiques hydrothermales aboutissant à une "granitisation" au sens le plus large défini par K.R. Mehnert (1968, p.295), et ne suppose pas un apport d'éléments, mais plutôt la réutilisation de matériel préexistant, si on en juge par les caractères oligoélémentaires équivalents des feldspaths dans les faciès leptyniques, migmatitiques ou non.

Situer dans le temps ce phénomène est difficile, mais on peut se demander s'il n'accompagne pas un changement de régime de pression - passage d'un métamorphisme type moyenne à haute pression à un métamorphisme de basse à moyenne pression - passage qui semble avoir eu lieu si on en juge par ailleurs sur la succession des paragenèses minérales.

C H A P I T R E V

L E R O U E R G U E

LE ROUERGUE

I - LOCALISATION ET UNITES GEOLOGIQUES

Le Rouergue cristallin est séparé de la Montagne Noire située plus au Sud, par les schistes peu ou pas métamorphiques de l'Albigeois qui s'étendent entre les Monts de Lacaune au Sud, et le bassin houiller de Broquiès ou la vallée du Cérrou au Nord.

Au Nord, le Rouergue est séparé de la vallée du Lot par le Causse du Comtal. A l'Ouest, la faille de Villefranche le met en contact avec le Causse du Quercy ; enfin, à l'Est, ce sont les Causses de Sauveterre et de Millau qui le limitent.

Nous empruntons les principaux traits d'ensemble de cette région ainsi que les schémas de situation concernant les principales unités à l'ouvrage de M. Roques (1941), n'ayant pu avoir en communication l'important travail de thèse de P. Collomb portant sur cette région.



Géologie du Rouergue.

1 : Couverture sédimentaire -- 2 : Granites -- 3 : Migmatites du Bas Rouergue -- 4 : Gneiss de Rieupeyroux et de Sauveterre (migmatites ruthènes reprises par le métamorphisme du Bas Rouergue) -- 5 : Migmatites ruthènes -- 6 : Zone des micaschistes inférieurs -- 7 : Zone des micaschistes supérieurs.

in L. Delbos, M. Lasserre et M. Roques 1965, p. 333.

Le Rouergue est constitué par un massif de migmatites s.l (faciès embréchitiques, anatexites et granites d'anatexie associés) orienté O.E. La partie orientale est le Levezou, et la partie occidentale constitue le massif de Rodez. Ce massif est enveloppé par une série de micaschistes à biotite, et de schistes à séricite et chlorite, renfermant des intercalations de quartzites, gneiss fins, leptynites, amphibolites et porphyroïdes (Requista) dérivant de roches éruptives acides. Dans le versant Nord se trouve dans les micaschistes, un massif d'orthogneiss dérivant de microgranites et de granite (forêt des Palanges).

P. Collomb a défini deux métamorphismes successifs dans le Rouergue :

- métamorphisme ruthène qui a donné les micaschistes et migmatites du Rouergue et du Levezou ;

- le deuxième, dit du Bas Rouergue, a provoqué une rétro-morphose (déjà signalée par M. Roques en 1941) de la série primitive à l'O d'une ligne Prévinquières - Sauveterre. A l'Est de cette zone, la série a été maintenue dans la zone de stabilité ou de recristallisation de la biotite.

Cette région était intéressante à considérer à divers titres :

- effets de la rétro-morphose sur les feldspaths ;
- problème des granites d'anatexie locale ;
- caractères des gneiss oeillés par rapport à ceux des autres régions ;
- comportement des feldspaths de porphyroïdes et formations orthogneissiques reconnues.

Dans ce but, les principaux faciès déjà étudiés par M. Roques (1941) et J. Marre (1962) ont été plus spécialement considérés vis à vis des feldspaths potassiques. Les résultats seront présentés par région et par faciès, et intégrés aux données nécessaires à une interprétation dans le cadre géologique local.

Seront envisagés successivement :

- le Levezou et le granite du Pinet (dans le massif de Cassagnès-Begonhès),
- les Palanges et le Segala de Rodez,
- le Massif de Rieupeyroux.

II - LEVEZOU ET MASSIF DU PINET

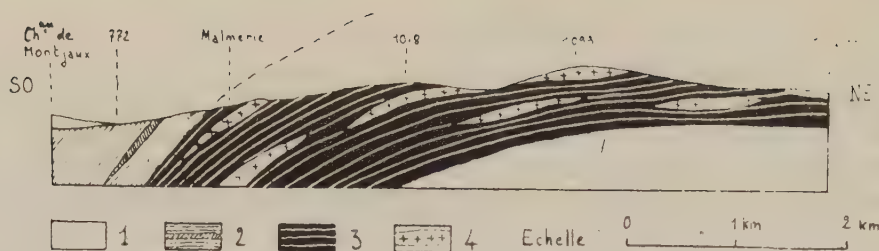
Les principaux faciès trouvés dans le Levezou sont :

- des gneiss amygdalaires ou oeillés ;
- des granites d'anatexie locale ;
- et des anatexites gneissiques à biotite.

Le granite du Pinet affleure au Sud du Levezou, mais présente des analogies avec les granites d'anatexie locale : aussi, les résultats qui le concernent seront-ils présentés dans ce chapitre.

A - PETROGRAPHIE ET MINERALOGIE DES GNEISS OEILLÉS

C'est le faciès le plus développé dans le Levezou. Sa position est observable le long de plusieurs coupes traversant la partie méridionale du Massif qui ont été décrites en détail par M. Roques (1941) ; le schéma ci-après est extrait de son ouvrage (p. 124).



Coupe de Montjaux à Bouloc.

1. Couverture sédimentaire. — 2. Micaschistes à biotite, avec amphibolites. — 3. Embrechites oillées. — 4. Granites d'anatexie locale.

in M. Roques (1941, p. 124).

1 - Gisement.- Les gneiss amygdalaires ou oeillés apparaissent en concordance de schistosité sous les micaschistes qui constituent la couverture méridionale du Massif du Levezou.

Ils plongent fortement vers le S.S.O sous les micaschistes, puis les plongements diminuent en allant vers le Nord, ce qui les fait affleurer sur une distance pouvant atteindre 8 km (voir coupe Villefranche de Panat à Salles Curan).

La bordure Sud du Massif du Levezou, en forme d'arc de cercle entre Pont de Salars et Beauzely, est constituée par des micaschistes et gneiss avec des couches plus ou moins continues d'amphibolites ; cet ensemble constitue la série d'Ayssènes.

Les gneiss sont très feuilletés, présentent fréquemment des lentilles de quartz d'exsudation et ont la composition minéralogique suivante :

Quartz	Muscovite	Grenat
Oligoclase An 10	Biotite	Minéraux

Des septa de gneiss type Ayssènes se retrouvent assez souvent au sein des faciès oeillés.

2 - Composition chimique et minéralogique des faciès oeillés.- Les faciès oeillés représentent des zones lenticulaires au sein de faciès amygdalaires. Le faciès oeillé type est celui que l'on peut observer au Moulin de Mathieu (à 1,5 km au N.N.E de Curan). Il s'agit d'une roche très feldspathique, largement grenue dont la composition minéralogique est la suivante :

Quartz
Feldspath potassique ($-2V = 68^\circ$)
Oligoclase maclé polysynthétiquement selon la loi de l'albite et séricitisé
Biotite
Muscovite
Apatite
Myrmékite.

Les mégacrists feldspathiques sont maclés selon la loi de Carlsbad, moirés irrégulièrement, peu ou pas perthitiques. Ils renferment des inclusions de quartz et quelques îlots de micas. On observe également du feldspath potassique en cristaux plus petits à contours quelconques en contact avec du quartz myrmékitique.

Comme pour les gneiss oeillés de l'Agoût (Montagne Noire), la composition relative du gneiss oeillé et de l'oeil feldspathique a été considérée :

	1	2
SiO ₂	72,25	71,05
Al ₂ O ₃	13,95	14,70
Fe ₂ O ₃	0,65	0,40
FeO	1,75	1,00
MgO	1,75	1,00
CaO	1,20	0,90
Na ₂ O	2,95	3,05
K ₂ O	3,45	6,40
TiO ₂	0,30	0,20
P ₂ O ₅	0,20	nd
MnO	0,05	nd
H ₂ O ⁺	0,60	0,30
H ₂ O ⁻	0,00	0,10

- 1 - Gneiss oeillé (lieu-dit Moulin de Mathieu) 1,5 km N.N.E de Curan sur D.95 (Levezou) 12. An. S. Couturié.
- 2 - Oeil feldspathique isolé de gneiss oeillé - même localisation que ci-dessus. An. 3780 J. Orliac.

La comparaison des analyses chimiques conduit aux mêmes résultats qu'en Montagne Noire : si le gneiss oeillé dans sa globalité a une composition granitique (Q : Ab : Or = 44 : 32 : 24) tel n'est pas le cas pour l'oeil feldspathique (Q : Ab : Or = 28 : 30 : 42).

Pour connaître les relations entre roche totale et yeux feldspathiques, les rapports Q : Ab : F alcalin (dont la composition est définie par analyse de la phase feldspath potassique) ont été calculés pour la roche et pour l'oeil. (fig. 52).

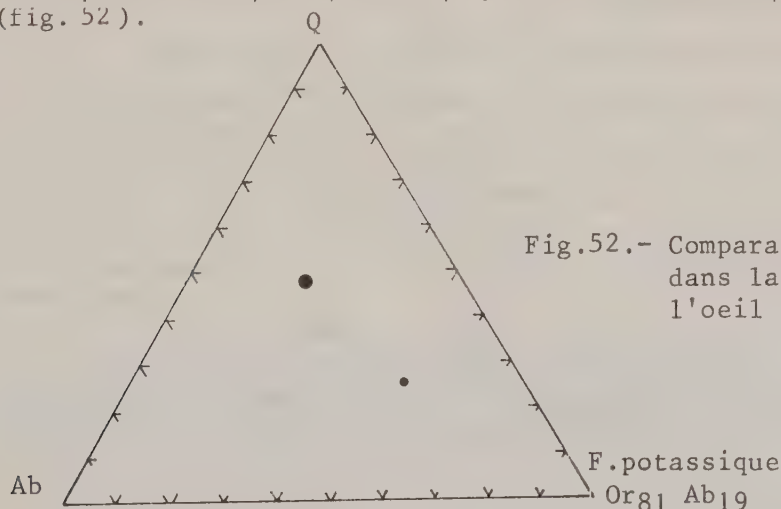


Fig.52.- Comparaison du rapport Ab/Q dans la roche totale (●) et l'oeil feldspathique (•).

Par analogie avec les résultats acquis sur la Montagne Noire à l'aide de plusieurs analyses, nous concluons ici aussi que les rapports Q/P1 de la roche et de l'oeil feldspathique sont proches.

L'oeil apparaît donc constitué par un feldspath de composition globale ($\text{Or}_{81}\text{Ab}_{19}$) renfermant des inclusions de quartz et de plagioclase dont les proportions relatives sont les mêmes que dans la roche. Nous renvoyons au chapitre Montagne Noire en ce qui concerne les idées sur la genèse possible de ces yeux feldspathiques (p.47 et p.48).

3 - Les feldspaths potassiques.- Seront envisagés successivement leur état structural et leur composition en éléments traces.

— *Etat structural* : Les feldspaths des faciès oeuillés (R.1 - LR.12 - LR.14) présentent une zone ($131 - 1\bar{3}1$) sous forme d'un pic élargi (type t) et l'indice de triclinicité calculé va de 22 à 33, ce qui correspond à un microcline intermédiaire de faible triclinisme ou, dans la terminologie de T.F.W. Barth, à un hypoorthoclase (en tenant compte de l'angle d'axe moyen - 68°).

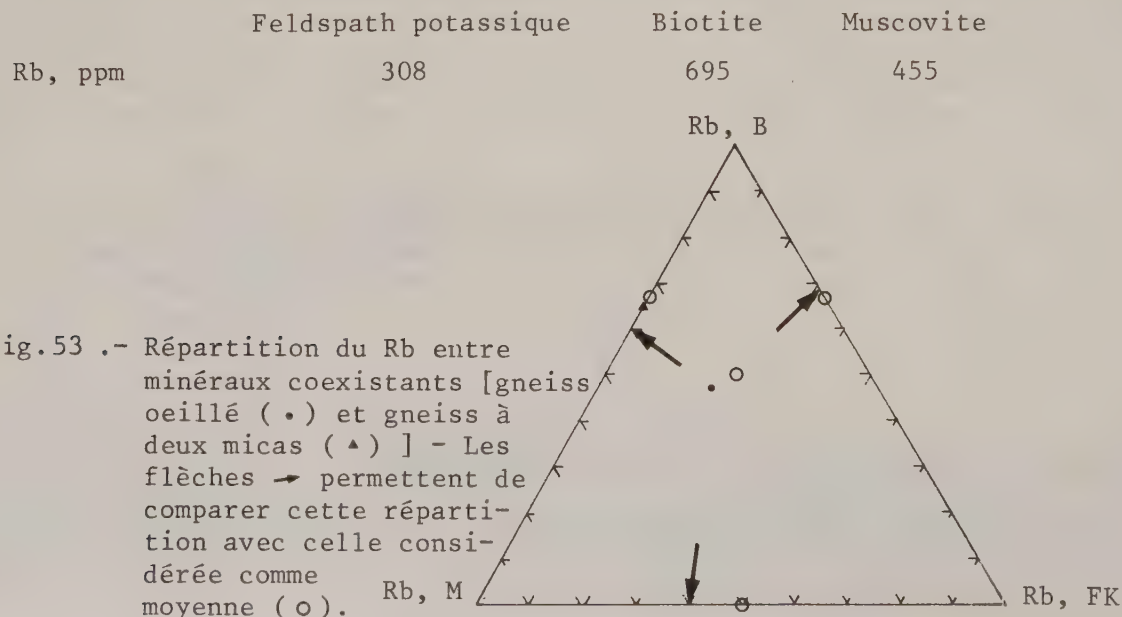
Dans le faciès amygdalaire R.4, les yeux sont polycristallins : certains sont quartzeux, d'autres quartzo-feldspathiques ; la roche dans son ensemble est très étirée et paraît avoir subi les effets d'une recristallisation : au sein du feldspath potassique, coexistent plusieurs états structuraux (type M) et la valeur moyenne de P (63) est celle d'un microcline.

La valeur de P plus faible, trouvée plus haut, paraît plus caractéristique des gneiss oeuillés du Levezou ; mais localement une recristallisation peut contribuer à la formation de feldspaths de triclinisme plus élevé.

— *Oligoéléments* : Les feldspaths potassiques sont assez riches en Sr et Ba, et se rapprochent ainsi des feldspaths potassiques des gneiss oeuillés de la Montagne Noire.

- Distribution des oligoéléments entre minéraux coexistants : le coefficient de partage moyen (cf. Montagne Noire) du Rb entre biotite et feldspath potassique est respecté ; par contre la muscovite est plus riche en Rb que ne le suppose le coefficient moyen de partage entre feldspath potassique - biotite et muscovite (fig.53).

Cette distribution nous conduit à penser que biotite et feldspath potassique au moins ont syncristallisé :



— *Oligoéléments des gneiss à deux micas en septum.*— Il existe des septa de gneiss à deux micas au sein des gneiss oeillés du Levezou. La biotite et la muscovite d'un de ces gneiss feuilletés (R.33, près de Curan) ont été analysées pour comparaison avec les minéraux équivalents des gneiss oeillés : le coefficient de partage moyen du Rb entre muscovite et biotite est respecté (voir figure ci-dessus), cette roche est donc en équilibre chimique ; mais les teneurs en valeur absolue sont très différentes de celles trouvées pour les gneiss oeillés :

Réf. échantillons	Rb, ppm	
	Biotite	Muscovite
R.1 gneiss oeillés	695**	455
R.33 gneiss à 2 micas	400**	212

** Les teneurs présentées ci-dessus à propos des échantillons R.1 et R.33 ont une valeur représentative pour l'ensemble de chacun des faciès. Elles sont en effet confirmées par les valeurs moyennes calculées à partir des résultats de géochronologie, soit 445 ppm pour les biotites des faciès gneiss et micas-chistes, et 640 ppm pour les biotites des faciès migmatitiques.

Les autres oligoéléments accusent également une grande différence :

Réf. éch.	Ba, ppm		Zr, ppm	
	Biotite	Muscovite	Biotite	Muscovite
R.1	710	860	40	455
R.33	1900	3700	170	270

La variation de teneurs en oligoéléments entre micas des gneiss oeillés et des gneiss en septa est cohérente :

- les micas (biotite et muscovite) des gneiss sont plus riches en Ba et Zr et moins riches en Rb que les micas des gneiss oeillés (dans les feldspaths potassiques, Ba et Rb varient également ;

- les muscovites sont toujours plus riches en Ba et Zr que les biotites coexistantes.

Gneiss oeillés et gneiss feuilletés sont chacun de leur côté en équilibre chimique, et constituent deux entités indépendantes : en particulier les gneiss à deux micas ne représentent pas la roche-trame des gneiss oeillés.

B - PETROGRAPHIE ET MINERALOGIE DES GRANITES D'ANATEXIE LOCALE ET GRANITE DU PINET

1 - Granite d'anatexie locale.- Par place, les gneiss oeillés perdent leur texture orientée : il se constitue alors des lentilles à texture granitique, mais qui sont inséparables des gneiss oeillés (voir figure précédente). Vu leur abondance dans le versant Sud du Levezou, M. Roques les désigne sous le terme de granite d'anatexie locale type Levezou.

Ces granites quelquefois massifs, présentent souvent une schistosité parallèle à celle des gneiss oeillés.

Composition minéralogique et chimique : Seule la structure différencie les granites oeillés d'anatexie locale, des gneiss oeillés. Par endroit, les mégacristsaux feldspathiques atteignent 10 cm dans leur plus grande dimension; dans la lentille de Coupiaguet au N.E de Villefranche de Panat, ont été trouvées des boules à ébauche de structure orbiculaire.

Les minéraux observés sont :

Quartz

Feldspath potassique ($-2V = 65^\circ$) maclé selon la loi de Carlsbad

Oligoclase (An 25)

Biotite

Muscovite, relativement rare, en agrégats de petits cristaux

Apatite

Minerais

La composition chimique apparaît constante d'une lentille à l'autre :

	3	4
SiO ₂	70,50	70,35
Al ₂ O ₃	15,20	14,35
Fe ₂ O ₃	0,30	0,75
FeO	2,25	2,25
MgO	1,10	0,95
CaO	1,05	1,65
Na ₂ O	3,00	3,60
K ₂ O	5,20	4,90
TiO ₂	0,30	0,30
P ₂ O ₅	0,20	0,40
MnO	0,05	0,05
H ₂ O ⁺	0,25	0,60
Somme	99,60	100,20

3 - Granite gros grain (R.28) N.593 à 800 m au S de Salles-Curan - Levezou (12) - An 3115 S. Couturié.

4 - Granite gros grain (R.7) N.593 à 2,8 km au N de Montfaux - Levezou - (12) - An 3062, S. Couturié.

et n'est pas différente de celle des gneiss oeillés (voir An.1) sauf pour le potassium qui est plus élevé dans le faciès granitique.

La composition normative Q : Ab : Or correspondante est :

34 : 31 : 35 pour 3

33 : 36 : 31 pour 4

alors que le gneiss ocellé a une composition Q : Ab : Or = 44 : 32 : 24. Nous reviendrons plus loin sur ces compositions à propos du granite du Pinet.

Les feldspaths potassiques et corrélation d'oligoéléments. - Ils ont les mêmes caractéristiques structurales que les feldspaths des gneiss ocellés :

- même état structural intermédiaire proche de l'hyporthoclase (R.7 - R.10 - R.28 - LR 10) ;

- teneur relativement élevée en Sr et Ba ;

- la distribution moyenne Rb FK - Rb Ms - Rb B est respectée, seule la muscovite paraît là encore enrichie en Rb par rapport à la moyenne.

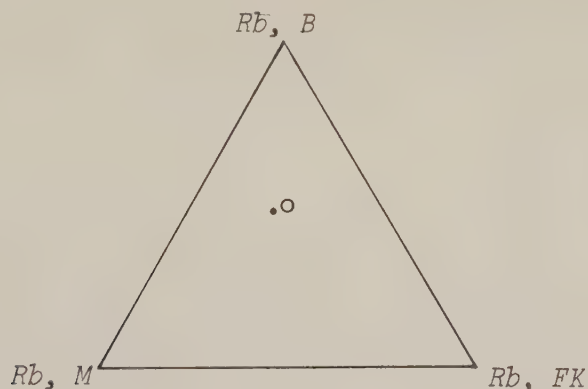
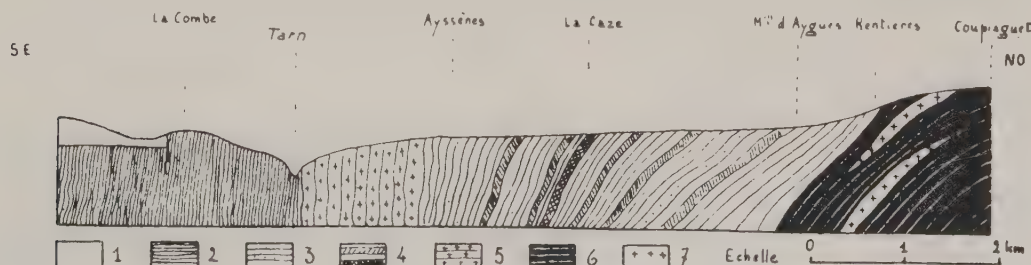


Fig.54 .- Répartition des oligoéléments entre minéraux.

La parenté entre gneiss ocellés et granite d'anatexie locale déduite de leurs gisements respectifs se trouve confirmée par les caractéristiques de leurs feldspaths potassiques.

2 - Granite du Pinet.-

Gisement : Le granite syncinématique du Pinet se présente sous forme d'une lentille intercalée entre la Série du Truel et celle d'Ayssènes comme le montre la figure ci-dessous (in M. Roques 1941, p. 126).



Coupe d'Ayssènes.

1. Couverture sédimentaire. — Zone des micaschistes inférieurs : 2. Micaschistes et quartzites à biotite du Truel. — 3. Micaschistes, gneiss et leptynites d'Ayssènes. — 4 Amphibolites et serpentines. — 5 Granite du Pinet. — Zone des embréchites : 6. Embréchites. — 7. Granite d'anatexie locale.

in M. Roques, 1941, p. 126.

- La série du Truel est constituée de micaschistes et quartzites à biotite : les micaschistes contiennent quartz - biotite - chlorite - muscovite et grenats.

- Nous ne reviendrons pas sur la composition minéralogique des gneiss feuilletés d'Ayssènes ; elle a été rappelée lors de l'étude des gneiss ocellés du Levezou puisque ces gneiss en constituent le toit.

Le granite développe à ses épontes un métamorphisme de contact : gneiss et micaschistes se chargent en biotite peu orientée et deviennent très compacts sur quelques centaines de mètres (in M. Roques p.126).

Caractères pétrographiques et chimiques : Le granite présente une texture syncinématique ocellée, et montre une schistosité concordante avec celle des micaschistes des épontes. Nous nous sommes intéressés à ce granite, car par sa texture, il ressemble beaucoup aux granites d'anatexie locale ; sa composition minéralogique qualitative est aussi la même.

L'analyse chimique de ce granite (R.8) (An 3063 - S. Couturié) confirme cette parenté :

SiO ₂	68,40
Al ₂ O ₃	15,15
Fe ₂ O ₃	0,65
FeO	2,25
MgO	1,70
CaO	1,20
Na ₂ O	2,30
K ₂ O	5,60
TiO ₂	0,35
P ₂ O ₅	0,35
MnO	0,05
H ₂ O ⁺	1,00
H ₂ O ⁻	0,10

La composition normative correspondante :

Q : Ab : Or est 35 : 25 : 40.
Le feldspath potassique est donc encore plus abondant que dans le granite d'anatexie locale.

Les feldspaths potassiques : Ils présentent les mêmes caractéristiques que les feldspaths des gneiss ocellés et des granites d'anatexie locale, c'est-à-dire triclinisme intermédiaire $P \approx 30$ à 40 , et teneurs en Sr et Ba assez abondantes.

En résumé : l'analogie supposée d'après la texture entre granite d'anatexie locale et granite du Pinet se trouve confirmée par les caractères des feldspaths potassiques de ces deux formations.

C - LES ANATEXITES GNEISSIQUES

Elles affleurent en quelques points au Sud des Canabières et constituent un panneau qui s'étend de Ségur à Vézin de Levezou d'Ouest en Est.

Elles ont un faciès massif gneissique avec parfois des plis symmigmatiques ; le feldspath potassique est très peu abondant comme on peut en juger d'après les difficultés d'extraction. Seuls les feldspaths potassiques ont été étudiés dans ce type de roche (R.3 - R.27 - R.29 - LR 8) :

- le pourcentage de triclinisme est faible, ($P = 15$ à 20) ;

- et leur composition en oligoéléments est riche en Sr et Ba.

Cette composition les rapproche des gneiss de la série du métamorphisme fondamental trouvé plus au Nord dans le Massif Central, et les différencie nettement des anatexites leucocrates trouvées au Sud, dans la Montagne Noire, et qui paraissent d'ailleurs absentes du Rouergue.

D - CONCLUSIONS SUR LEVEZOU ET PINET

— Il n'existe pas de différence essentielle (composition chimique globale et caractéristiques des feldspaths) entre gneiss ocellés - granite d'anatexie locale et granite syncinématique du Pinet.

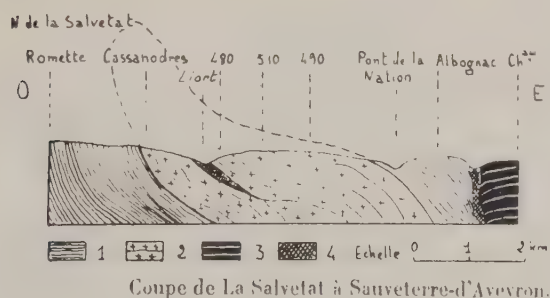
Il peut exister une certaine filiation entre ces trois types pétrographiques.

— La composition oligoélémentaire relative des gneiss ocellés et de leurs septa gneissiques ne suggère pas que ces derniers puissent représenter la roche-trame, support d'un apport métasomatique aboutissant à la formation de gneiss ocellés.

— L'état structural caractéristique retenu pour la région est un microcline intermédiaire de triclinisme plutôt faible. Cet état est aussi celui du feldspath du granite du Pinet mis en place dans un niveau métamorphique épi à mésozonal : les feldspaths potassiques ne paraissent pas en équilibre avec les paragenèses des terrains encaissants ; ils n'ont donc pas cristallisé en équilibre au cours du cycle métamorphique qui aboutit à la cristallisation des gneiss et micaschistes encaissants.

III - MASSIF DE RIEUPEYROUX

Entre le Massif de Rodez et celui de Villefranche de Rouergue - triangle La Salvetat - Sauveterre d'Aveyron et Prévinières - il existe un massif de gneiss de type spécial que M. Roques désigne sous le terme de gneiss de Rieupeyroux.



1. Micaschistes à séricite. — 2. Gneiss de Rieupeyroux. — 3. Embréchites. — 4. Mylonites.

in M. Roques, 1941, p. 136.

Comme le schéma ci-contre l'indique, ces gneiss se trouvent en quelque sorte interstratifiés entre micaschistes à séricite à l'Ouest et micaschistes à muscovite et grenat et chlorite à l'Est.

Une importante dislocation sépare les gneiss ocellés du Massif de Rodez des micaschistes et gneiss de Rieupeyroux. Ces derniers sont interprétés par M. Roques comme des gneiss ocellés analogues à ceux du Levezou et rétro-morphosés dans des conditions épizonales lors d'un nouvel épisode métamorphique.

A - CARACTERES PETROGRAPHIQUES ET CHIMIQUES

La structure est cataclastique. On y trouve les minéraux suivants (in M. Roques p. 160) :

Quartz

Microcline -2 V = 82° constituant des yeux monocristallins, parfois brisés et recimentés par quartz et séricite

Albite

Muscovite et séricite

Chlorite

et minerais (oligiste - ilménite)

	1	2
SiO ₂	73,95	74,45
Al ₂ O ₃	14,15	13,50
Fe ₂ O ₃	0,30	0,65
FeO	0,80	0,60
MgO	0,30	0,50
CaO	0,35	0,85
Na ₂ O	1,60	2,85
K ₂ O	5,75	5,00
TiO ₂	0,30	0,35
P ₂ O ₅	0,20	0,10
MnO	0,03	tr
H ₂ O ⁺	1,30	0,40
H ₂ O ⁻	0,45	0,20
Somme	99,48	99,45

Ces gneiss oeillés de teinte rose évoquent par leur texture, les gneiss particuliers rencontrés plus au Sud dans la Montagne Noire, dans les Cammazes et le versant Nord du plateau de l'Agoût : cette similitude est confirmée par celle de leurs compositions chimiques.

1 - Gneiss oeillé clair, le Théron 3 km au S de Rieuepeyroux (in P. Collomb, 1957).

2 - Gneiss oeillé Plaisance MN 37 (Montagne Noire versant Nord) près Le Bez. An. Clermont, 4977

Les gneiss de Rieuepeyroux diffèrent de ceux du Levezou de la même manière qu'en Montagne Noire, les gneiss des Cammazes différaient de ceux de l'Agoût : c'est-à-dire par une plus grande richesse en silice et en potassium, et une teneur nettement plus faible en fer et en magnésium.

B - LES FELDSPATHS POTASSIQUES

Les échantillons analysés (R.22 - LR.36 - LR.39) sont tous des feldspaths tricliniques proches du microcline maximum : ils sont de type T (voir conclusions générales) sans phase d'état structural intermédiaire.

Compte tenu de l'étude micrographique, nous interprétons ce fait comme l'indice d'une inversion dans les conditions de l'épizone d'une forme primitivement monoclinique, et non de la cristallisation d'une phase potassique dans les conditions de l'épizone.

L'état triclinique des feldspaths potassiques des gneiss oeillés de Rieuepeyroux correspond à la forme normalement en équilibre, dans le milieu métamorphique épizonal encaissant : ces gneiss se comportent donc à la manière d'un niveau feldspathique faisant partie intégrante de la série métamorphique, ce qui ne semble pas être le cas pour les gneiss oeillés du Levezou.

La différence entre feldspaths des gneiss oeillés du Rouergue est compatible avec deux hypothèses :

— les gneiss du Levezou et de Rieuepeyroux sont génétiquement identiques, mais les seconds ont subi les effets de la phase de métamorphisme du Bas-Rouergue dans les conditions de l'épizone : c'est l'hypothèse de la rétro-morphose émise par M. Roques (1941) ;

— les gneiss oeillés de Rieuepeyroux sont différents des gneiss oeillés du Levezou et leur sont antérieurs : ils peuvent représenter d'anciens niveaux feldspathiques présents dans la série métamorphique dès la première phase métamorphique affectant la région (phase rutène). Nous penchons pour la seconde hypothèse qui nous est suggérée :

- par la différence de composition chimique globale entre les deux types de gneiss oeillés ;
- par leurs relations respectives avec les deux types de gneiss oeillés rencontrés en Montagne Noire, et que nous avons tout lieu de croire asynchrones ;
- par l'existence de faciès apparentés aux gneiss de Rieupeyroux dans des régions comme le Nord du Ségala de Rodez (voir paragraphe suivant), ce qui, dans la première hypothèse, aboutit à supposer des effets de rétro-morphose dispersés au sein du Rouergue et non ordonnés selon un gradient.

IV - LES PALANGES ET SEGALA DE RODEZ

Ces deux régions ont été réunies car leur limite respective est difficile à définir au Nord du Levezou ; de plus ces deux régions renferment des faciès apparentés.

Nous n'avons pas réalisé d'études pétrographiques et chimiques de détail sur ces régions ; nous nous contenterons de présenter ici les résultats sur les feldspaths potassiques, et leur signification en fonction des éléments qui nous sont connus ; aussi, sur le plan régional, les idées qui s'en dégagent doivent-elles être considérées comme des éléments d'information et d'orientation et non comme des conclusions.

A - GNEISS OEILLES DE RODEZ

Ils constituent une part importante du Ségala de Rodez, mais ne sont en fait visibles que dans les vallées : celle du Viaur au Sud du Massif, celle de l'Aveyron au Nord.

Il n'est pas évident que tous les faciès oeillés rencontrés soient équivalents :

- au Sud, les gneiss oeillés plongent faiblement vers le S.S.E et sont en concordance de schistosité sous les micaschistes inférieurs ;
- au Nord, le plongement se fait vers l'Est et peut atteindre 50° ; les gneiss y sont oeillés ou non et sont très leptyniques.

Ils renferment de plus des septa de leptynites et amphibolites (in Roques p. 134). Par contre, on ne rencontre jamais de granites d'anatexie locale comme dans le Levezou.

Pour comparaison, trois faciès ont été considérés :

1 - Gneiss oeillé au Sud de la Primaube (bordure Sud du Massif). - Les yeux feldspathiques sont toujours beaucoup plus petits que ceux des gneiss oeillés du Levezou, et sont souvent moulés par les lits phylliteux.

Au microscope (R.18) se dessinent des lits plus ou moins continus de biotite et muscovite sur un fond de quartz à structure granoblastique.

Le feldspath potassique présente une bordure renfermant de très nombreuses gouttelettes de quartz en inclusions.

Son état structural correspond à celui d'un microcline intermédiaire de faible triclinisme : il est donc à rapprocher de celui des feldspaths des gneiss oeillés du Levezou.

2 - Les gneiss oeillés et leptynitiques du Pas (bordure Nord du Massif, Ouest de Rodez à 4 km au N de Moyrazès). - Ce faciès a été signalé par M. Roques et la composition minéralogique qu'il en donne est la suivante (p.159) :

Quartz	Muscovite
Feldspath potassique-2 V = 72°	Biotite
Albite (An 3)	Oligiste
	Apatite

Cette composition est analogue à celle des embréchites leptyniques non oeillées qui se trouvent à proximité. Ce faciès est caractérisé par la présence de gros éléments se détachant sur une matrice à grain fin constituée de quartz et phyllites. Ces gros éléments sont le plus souvent constitués de cristaux de même nature minéralogique.

Nous avons trouvé :

- du quartz en amandes, dont les extrémités sont plus finement cristallisées ;
- du plagioclase, en nodules, présentant plusieurs types de macles : Carlsbad plus albite polysynthétique ;
- enfin les feldspaths potassiques, maclés selon la loi de Carlsbad, sont pratiquement automorphes et présentent des contours nets par rapport à la matrice. Ils peuvent présenter une couronne myrmékitique, et ont un aspect particulier évoquant celui d'une antiperthite.

Tous ces caractères écartent l'idée d'une parenté entre ce faciès et les gneiss oeillés du Levezou ; un processus générateur commun, en ce qui concerne les feldspaths potassiques, paraît difficile à envisager.

Tous les caractères énoncés plus haut sont par contre cohérents avec l'existence d'une formation feldspathique (probablement d'origine éruptive) antérieurement au métamorphisme.

L'état structural du feldspath potassique (R.20 - R.21) confirme cette manière de voir : les mégacristaux, au sein desquels on ne peut distinguer optiquement plusieurs phases potassiques, présentent un état structural composite (T+t) ; ceci est probablement l'indice d'une inversion (partielle) d'un feldspath primitivement monoclinique en une forme triclinique, cette dernière représentant la forme d'équilibre du feldspath dans les conditions métamorphiques ambiantes (cf. gneiss Rieupeyroux).

3 - Les gneiss oeillés de Ste-Radegonde.- Ils affleurent notamment le long de la route d'Agen d'Aveyron à Ste-Radegonde. On retrouve ce faciès en plus leptynique au Sud de Rodez près la Mouline et le Monastère.

Le faciès de Ste-Radegonde a été décrit comme type de migmatite ruthène dans cette région (J. Marre, 1962). Le faciès oeillé de Ste-Radegonde renferme des mégacristaux feldspathiques de teinte rose qui se détachent sur un fond granolépidoblastique de quartz - plagioclases - biotite et muscovite. Les feldspaths potassiques du faciès oeillé (R.17) et du faciès leptynique (R.19) sont respectivement de type (T+t) et T. Nous interprétons cet état structural comme précédemment (cf. Rieupeyroux - Le Pas), c'est-à-dire comme l'indice probable de l'antériorité des feldspaths par rapport au cycle métamorphique ruthène.

C'est au même résultat qu'aboutissait P. Collomb en 1957 à propos des gneiss oeillés de la Mouline en considérant leur composition chimique par rapport à celle des porphyroïdes de Requista, et des orthogneiss des Palanges et autres formations éruptives acides.

En résumé, la connaissance de l'état structural des feldspaths potassiques des gneiss oeillés du Ségala de Rodez conduit à distinguer deux types de gneiss

- les uns (gneiss oeillés de la Primaube), à feldspaths faiblement tricliniques affleurent sur le versant Sud du Ségala : ils ne paraissent pas en équilibre avec le milieu métamorphique encaissant ;
- les autres (gneiss oeillés et leptyniques du Pas, et gneiss oeillés de Ste-Radegonde) se situent dans la partie Nord, et renferment des feldspaths tricliniques ou composites (t+T) : ils sont en équilibre par rapport au milieu métamorphique et se comportent ainsi à la manière de niveaux feldspathiques probablement d'origine éruptive acide (cf. § suivant) inclus dans la série gréso-pélitique : l'état structural des feldspaths traduit un réajustement plus ou moins complet lié aux conditions épizonales du métamorphisme.

B - LES FACIES GRANITIQUES DES PALANGES

Ils constituent un massif de forme elliptique enchâssé au Sud et à l'Est dans des micaschistes à deux micas et recouvert au Nord par des terrains permo-houillers. Les études pétrographiques détaillées et chimiques de différents auteurs (M. Roques - J. Marre - P. Collomb) aboutissent à la conclusion qu'il s'agit d'orthogneiss.

Les ortholeptynites microgrenues au S.E d'Agen d'Aveyron ont été plus spécialement considérées : elles ont une structure microgrenue porphyrique qui les a fait reconnaître dès 1941 par M. Roques, comme des orthogneiss dérivant d'une roche éruptive acide. P. Collomb (1957) compare l'analyse chimique de ce faciès à celle des faciès précédemment envisagés - Rieuepeyroux, la Mouline et porphyroïdes de Réquista - et aboutit également à la même conclusion.

Les anciens phénocristaux de feldspaths potassiques sont subautomorphes, mais montrent des bords recristallisés. L'étude par diffractométrie X (LR.7) indique qu'ils sont constitués par plusieurs types structuraux (T+t) comme l'étaient les feldspaths des gneiss oeillés du Nord du Ségala de Rodez ; le mélange de feldspaths d'états structuraux différents est, comme précédemment, l'indice de l'inversion de symétrie d'un feldspath monoclinique sous l'effet d'une phase métamorphique, ce qui est en parfait accord avec la nature orthogneissique reconnue de ces formations et confirme en quelque sorte, celle supposée pour les formations métamorphiques acides à feldspaths potassiques (T+t) M du Nord du Ségala de Rodez.

C - PORPHYROIDES DE REQUISTA

Les porphyroïdes de Requista affleurent au N de Réquista selon une bande orientée S.S.E, qui ne dépasse pas un kilomètre de largeur.

Ils sont contigus au Nord avec la série des quartzites et leptynites sériciteuses de la Selve avec laquelle ils s'interstratifient. Au Sud, se développent les schistes sériciteux en continuité avec ceux de l'Albigeois.

Le fait qu'ils renferment des cristaux de quartz corrodés les a fait assimiler à des roches éruptives acides (in M. Roques, p.156), ce que confirme leur analyse chimique (in P. Collomb, 1957) ; leur mode de gisement suppose plutôt une mise en place sous forme de coulée.

Ces roches ont été rapprochées des porphyroïdes cambriens de la Montagne Noire (J. Bergeron - Ab. Michel Lévy et J. Durand).

Le quartz et le microcline constituent des yeux de 1 à 2 cm alignés dans une pâte fine orientée de quartz et feldspaths avec séricite, la biotite y est stable.

Le feldspath potassique (LR.22) est un microcline moiré triclinique de type T ; cet état structural signifie, d'après l'ensemble de nos résultats (voir conclusions générales) que le feldspath potassique a subi les effets d'un métamorphisme dans les conditions thermodynamiques indiquées par le contexte. Cette interprétation confirme que les porphyroïdes correspondent à un niveau feldspathique inclus dans la série métamorphique ruthène (une mesure d'âge absolu au Sr sur roche totale - J. Orliac - a donné 497 M.A. $\pm$ 10).

V - CONCLUSIONS SUR LE ROUERGUE

L'étude comparée des feldspaths des gneiss oeillés, des granites d'anatexie locale, ou du granite syncinématique du Pinet, ne met pas en évidence de différences majeures entre les trois. Un tel résultat a déjà été rencontré en Haut-Allier, notamment à propos de l'état structural du feldspath qui est le même dans les gneiss oeillés et granites à gros grain associés. Ces résultats confirment la filiation déjà suggérée sur le terrain par les relations entre gneiss oeillés et granites d'anatexie locale.

Comme déjà vu à propos de l'étude d'autres régions, l'état structural du feldspath potassique par rapport aux conditions thermodynamiques du milieu métamorphique est un critère important de discrimination. Les résultats apportés à propos du Rouergue en confirment la généralité et la signification.

Dans le Rouergue, on peut distinguer ainsi :

- les gneiss oeillés du Levezou, dont les feldspaths à faible triclinisme ne semblent pas en équilibre par rapport aux paragenèses des terrains encaissants ; ils sont à rapprocher en ce sens des formations oeillées de l'Agoût (Montagne Noire), et comme vu plus haut, du granite syntectonique du Pinet.

- par contre, les gneiss oeillés de Rieupeyroux, et les porphyroïdes de Réquista dont les feldspaths sont tricliniques, sont en équilibre avec le milieu, et se comportent à la manière de niveaux feldspathiques inclus dans la série métamorphique. Cela est parfaitement cohérent avec les interprétations que l'on donne de ces niveaux :

- les gneiss de Rieupeyroux appartenant à une zone de rétro-morphose (phase du Bas-Rouergue) dans les conditions de l'épizone ;

- les porphyroïdes de Réquista représentant un niveau éruptif acide intrusif dans la série soumise au métamorphisme ruthène ;

- de même, pour les ortholeptynites de la Forêt des Palanges dont la nature orthogneissique est incontestée.

On peut remarquer que se rejoignent dans cette catégorie, les formations que P. Collomb, d'après la composition chimique, avait interprétées comme des roches éruptives acides. Le critère feldspath potassique confirme donc ce groupement, en illustrant par la présence d'états structuraux variés, l'antériorité du feldspath par rapport à la phase métamorphique qui l'affecte.

- D'autres faciès comme les leptynites oeillées du Pas, et de Ste-Radegonde présentent également des feldspaths tricliniques T ou (T+t) et par analogie, nous pensons qu'il s'agit là de roches éruptives acides métamorphisées.

D E U X I E M E P A R T I E

CARACTERES ET INTERPRETATION PETROGENETIQUE
DES FELDSPATHS POTASSIQUES DANS LES ROCHES METAMORPHIQUES
DU MASSIF CENTRAL FRANCAIS

CARACTERES ET INTERPRETATION PETROGENETIQUE DES FELDSPATHS POTASSIQUES DANS LE MASSIF CENTRAL FRANCAIS

Les interprétations d'intérêt local ont été réalisées, lors de l'exposé des résultats dans chaque région, et seuls les problèmes d'ensemble seront envisagés dans cette partie.

Nous rappelons ici les caractéristiques générales de cette étude :

- MATERIEL DE L'ETUDE : les roches métamorphiques à feldspath potassique du Massif Central français et les mégacristsaux de feldspath potassique du granite de l'Aigoual et du St-Guiral-Liron. Pour ces derniers, nous nous sommes volontairement bornés ici à ne considérer l'ensemble des résultats qu'en tant qu'élément de comparaison (→ méthodologie et interprétation générale) avec le reste de nos résultats sur les feldspaths de roches métamorphiques.

- OBJET PRINCIPAL DE L'ETUDE : les feldspaths potassiques dans leur contexte, et le problème des migmatites stratoïdes. Environ trois cents feldspaths potassiques ont été ainsi étudiés.

- PRESENTATION DE LA SYNTHESE : les idées qui se dégagent de l'ensemble des résultats sont exposées avec rappel des exemples qui les illustrent le mieux, et situées par rapport aux idées existantes quand il y a lieu.

CHAPITRE I

LES CARACTERES DES FELDSPATHS POTASSIQUES DANS LES ROCHES METAMORPHIQUES

I - LA SYMETRIE DES FELDSPATHS POTASSIQUES

La signification d'ensemble de nos résultats sur la symétrie des feldspaths potassiques peut se résumer en quelques points.

A - CONSTANCE DE LA SYMETRIE DES FELDSPATHS POTASSIQUES DANS UNE UNITE GEOLOGIQUE D'UNE REGION DONNEE

La symétrie d'un feldspath est constante pour une même formation géologique dans un cadre géographique donné. Les nombreuses mesures réalisées sur les mégacristsaux du granite de l'Aigoual permettent d'illustrer ce caractère par un diagramme de fréquence. La même constance est retrouvée pour les feldspaths des gneiss ocellés de la Montagne Noire [Massif de l'Agoût : feldspaths monocliniques, du Haut-Allier etc... (fig.55)]

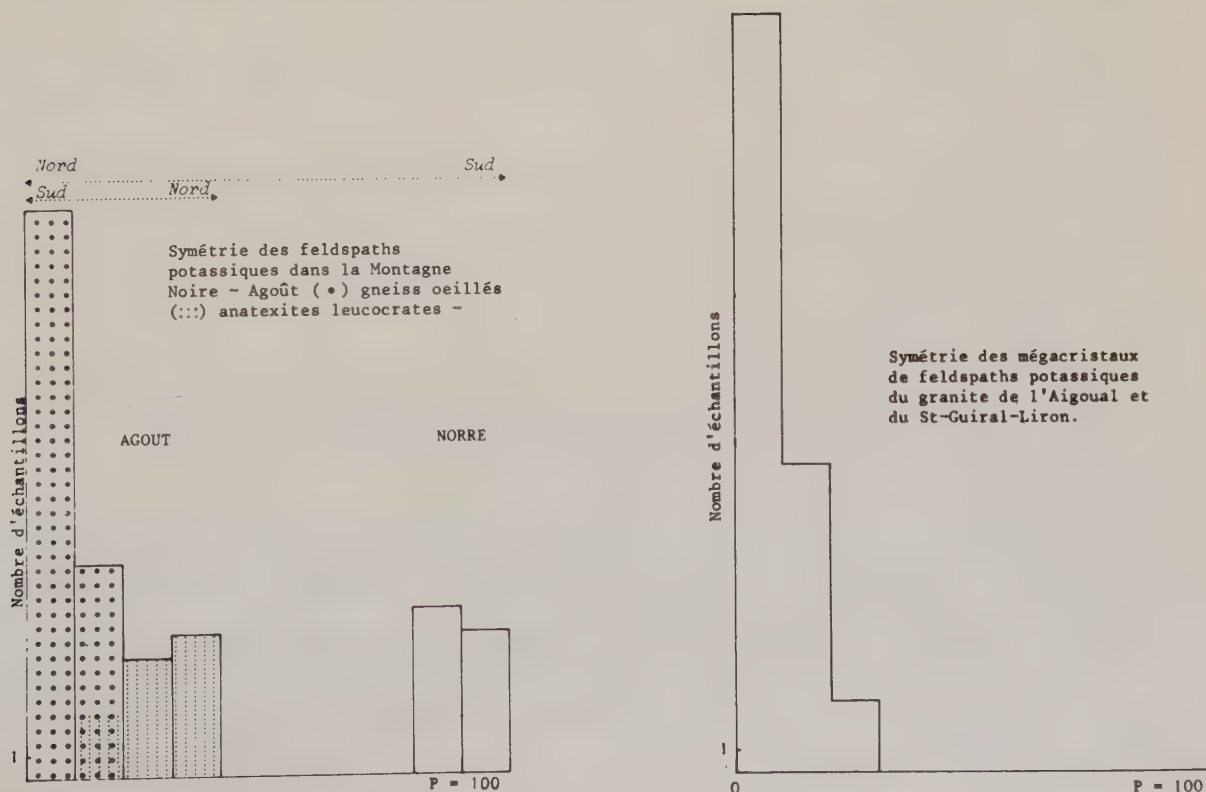


Fig.55 .- Constance de la symétrie des feldspaths potassiques dans une unité géologique.

Ceci ne veut pas dire qu'une unité géologique renferme systématiquement des feldspaths potassiques de même symétrie. Nous avons montré au cours de l'étude qui précède que la symétrie peut refléter la succession d'équilibres thermodynamiques différents et traduire l'histoire cristallogénétique complexe d'une formation (ex. Lyonnais - Limousin). P. de Graciansky (1966) trouvant une grande variété de triclinisme dans les feldspaths du Massif du Mendérès (Turquie) attribue également cette variété à une histoire cristallogénétique particulière.

B - ABSENCE DE LIAISON DIRECTE ENTRE LA SYMETRIE D'UNE PART, LA COMPOSITION CHIMIQUE, LES EFFETS MECANIQUES ET L'AGE D'AUTRE PART.

1 - Composition chimique.- Il n'y a pas de liaison de cause à effet entre la composition chimique d'un feldspath et son état structural, au moins dans les limites de composition rencontrées dans ce travail - que ce soit vis à vis des éléments majeurs ou des oligoéléments (voir tableaux analytiques des résultats).

- Ainsi, les feldspaths des gneiss ocellés de l'Agoût et de Norre, identiques par leur composition, sont de symétrie différente, monoclinique pour les premiers, triclinique pour les seconds.

- Si les feldspaths monocliniques de la Montagne Noire sont riches en Sr et Ba, ceux également monocliniques de certaines leptynites (Allagnon) sont remarquablement pauvres en Sr et Ba.

2 - Effets mécaniques.- Les tensions mécaniques n'ont pas d'effet systématique sur la symétrie d'un feldspath, à moins d'effet combiné avec une remise en mouvement d'eau (voir plus loin facteurs d'évolution de l'état structural):

- la mylonitisation ne modifie pas la symétrie initiale d'un feldspath potassique. L'étude de la symétrie de feldspaths appartenant à une série de roches progressivement tectonisées (travaux inédits H. Labernardière - thèse à paraître) ne mettent pas en évidence de différence entre les feldspaths étudiés ;

- les feldspaths potassiques de la série métamorphique de l'Allagnon à laquelle tous les auteurs (F.H. Forestier 1961, D. Chaillou 1967 et P. Sabaté 1968) accordent une histoire tectonique complexe, sont toujours monocliniques;

- le granite syntectonique du Pinet (Rouergue) renferme des feldspaths dont le triclinisme intermédiaire se retrouve dans l'ensemble de la région.

Nos résultats coïncident avec les idées exprimées à ce sujet par G.Guitard, E. Raguin, G. Sabatier (1960) et n'appuient pas celles développées par P. Bordet et L. Chauris (1965), lors d'une étude sur les feldspaths du granite de l'Aber-Ildut (Finistère), où le microcline est interprété comme dérivant d'une forme monoclinique sous l'effet de déformations mécaniques de post-cristallisation.

3 - Age.- La symétrie d'un feldspath n'est pas liée à son âge, ce qui ne veut pas dire que dans une région présentant deux formations d'âge différent, la symétrie du feldspath sera identique.

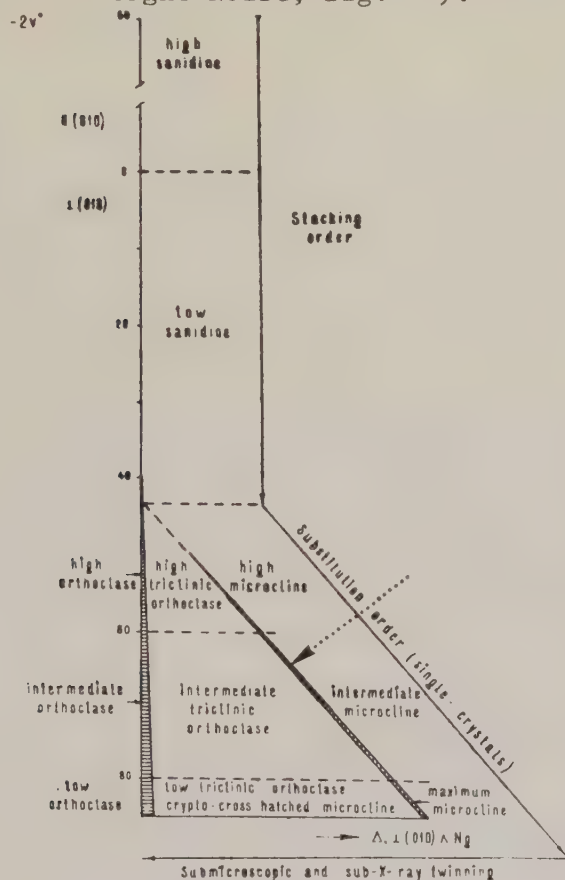
Ainsi les gneiss d'Aubusson et les gneiss ocellés de la Montagne Noire et du Haut-Allier ont des feldspaths monocliniques alors que les mesures géochronologiques et les synthèses de terrain montrent que ces terrains sont d'âge différent.

De même, on connaît des granites rapakiwis précambriens à feldspaths monocliniques, alors qu'un granite plus récent daté à 266 M.A. (granite des Martys, M. Vachette 1968), renferme comme feldspath caractéristique du microcline.

Il paraît donc erroné de considérer à priori les microclines comme des feldspaths anciens, et les orthoses comme des feldspaths récents ; il est bien évident, par contre, que plus une roche est ancienne, plus ses feldspaths peuvent subir des avatars au sens littéral du terme et donc subir une inversion structurale ou une recristallisation.

C - RELATION ENTRE ANGLES D'AXES ET POURCENTAGE DE TRICLINISME DANS LES FELDSPATHS POTASSIQUES

Il existe une forte corrélation positive entre le pourcentage de triclinisme (P) d'un feldspath potassique et l'angle de ses axes optiques ($2V$) (ex. Montagne Noire, fig. 11).



A.S. Marfunin (1961) considère ces deux caractères comme non directement liés : $-2V$ traduisant l'état structural, alors que P dépend à la fois de l'état structural et de la présence de macles submicroscopiques. Il construit ainsi un diagramme de variation de P [ou $\Delta(010) \wedge Ng$] et $-2V$, et établit une terminologie particulière comprenant les termes de : orthoclase triclinique, haut microcline, etc...

Malgré l'extrême variété de gisements des feldspaths étudiés, ceux-ci se situent toujours sur ou à proximité immédiate de la droite de corrélation normale : P et $-2V$ que nous indiquons par une flèche sur la figure ci-contre. La terminologie particulière proposée par A.S. Marfunin ne paraît pas devoir s'appliquer aux feldspaths que nous avons étudiés.

En corollaire, il paraît difficile de chercher la composition d'un feldspath potassique en considérant seulement l'angle de ses axes optiques. Mais, pour un état structural donné, cet angle peut varier dans certaines limites en fonction de la composition.

C'est ainsi que D. Rankin (1967) propose la formule ($Y = 0,274X + 102,66$, où $Y = -2V$ et $X = \text{mol. \% Or}$ pour la série albite - microcline. On peut ainsi calculer pour un feldspath triclinique de composition Or 100 un angle d'axes $-2V = 76^\circ$.

Relations entre les différents caractères des feldspaths potassiques (in Marfunin, 1961, p.105)

pose la formule ($Y = 0,274X + 102,66$, où $Y = -2V$ et $X = \text{mol. \% Or}$ pour la série albite - microcline. On peut ainsi calculer pour un feldspath triclinique de composition Or 100 un angle d'axes $-2V = 76^\circ$.

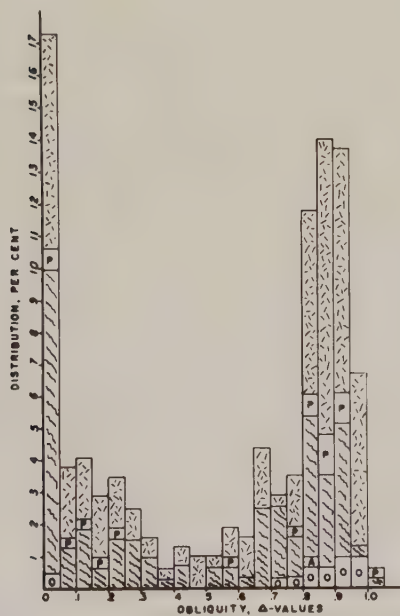
D - EXISTENCE DE DOMAINES DE STRUCTURE

Quelques clichés réalisés par transmission au microscope électronique sur un feldspath monoclinique ($P = 0$ de structure type désordonné - étude sur monocristaux, Montagne Noire) montrent l'existence d'un moirage dont les éléments ont en largeur environ 100 Å.

L'existence de tels domaines de structure, de même dimension ont été déjà observés dans des conditions similaires par J. Mc Connel (1967), et repose le problème de l'orthose, association mimétique d'éléments tricliniques (Mallard - F. Laves).

En fait, comme signalé plus haut, le feldspath est bien monoclinique et l'existence d'un minimoirage ne correspond pas à l'association d'individus tricliniques. Nous adhérons donc à l'opinion de J. Mc Connel qui considère que l'orthose a un état structural spécifique qui ne peut être décrit en termes de macles, mais correspond à un état transitionnel imposé par un début d'ordre avant que la température d'inversion monoclinique - triclinique n'ait été atteinte.

E - CARACTERE EXCEPTIONNEL DES FELDSPATHS A POURCENTAGE DE TRICLINISME MOYEN



Comme R.V. Dietrich (1961), nous avons construit un diagramme de fréquence (fig.56) des pourcentages de triclinisme mesurés au cours de notre étude, excluant toutefois ceux relatifs aux feldspaths potassiques du granite de l'Aigoual et du St-Guiral Liron. L'intérêt de cette courbe réside dans le fait qu'elle a été construite exclusivement à partir de feldspaths potassiques de roches métamorphiques alors que celle de R.V. Dietrich inclut, tout en les différenciant, plusieurs types de roches - les feldspaths de roches métamorphiques ne représentant alors que 100 échantillons environ.

in R.V. Dietrich (1961)

- / roches plutoniques
- P pegmatites
- ~ roches métamorphiques
- A feldspaths authigènes
- O autres feldspaths

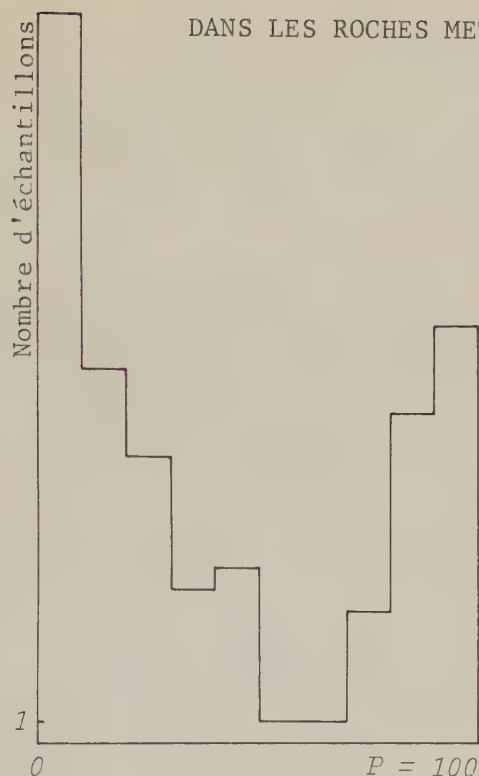


Fig.56.- Triclinisme des feldspaths potassiques dans les roches métamorphiques du Massif Central français.

F - FACTEURS ET MODALITES D'EVOLUTION DE L'ETAT STRUCTURAL DES FELDSPATHS EN MILIEU NATUREL

L'étude de réajustements en milieu naturel montre que la transition orthose $\rightarrow$ microcline est relativement facile en présence d'eau : l'exemple type est celui des rétro-morphoses caractérisées (Rouergue - Lyonnais) et qui aboutissent à du microcline à triclinisme maximum.

Par contre, l'inversion microcline $\rightarrow$ orthose est difficile et n'aboutit généralement pas à la formation d'un feldspath rigoureusement monoclinique ; ainsi, les macrocristaux feldspathiques du granite de Royat qui sont constitués par un microcline maximum ($P = 95$), présentent des pourcentages de triclinisme P variés de l'ordre de 45 lorsqu'ils sont inclus dans les projections scoriacées du volcan du Chuquet Genestoux. Il faut remarquer que cette valeur correspond d'ailleurs à la zone de moindre fréquence des indices de triclinicité signalée précédemment. Nous avons vu également dans le Lyonnais que le feldspath potassique d'une cornéenne présentait une diminution de la valeur du pourcentage de triclinisme par rapport à celui du feldspath initial, mais là aussi, la valeur d'indice est intermédiaire.

Ce point est important pour l'interprétation de la symétrie des feldspaths potassiques dans un cadre géologique donné : ainsi, une formation métamorphique à orthose peut difficilement dériver d'une formation à feldspath triclinique sous l'effet d'une augmentation de température, à moins que d'admettre le

La forme de la courbe de la fig.56 est identique à celle obtenue par R.V. Dietrich : il y a une lacune correspondant aux valeurs moyennes du triclinisme P . On aurait pu s'attendre à une répartition plus homogène compte tenu du concept $p.t$ variant graduellement dans les terrains métamorphiques, et pouvant entraîner une variation continue de la symétrie des feldspaths potassiques. Malgré la diversité de gisement des feldspaths étudiés ici, il n'en est pas ainsi.

Cette répartition implique donc une inversion de symétrie rapide et complète, et le maintien d'une symétrie intermédiaire ne peut être accidentel ou correspondre à une histoire thermodynamique particulière (voir paragraphe suivant).

report de cette formation dans un champ p.t compatible avec la cristallisation en équilibre de l'orthose, ce qui doit se traduire également dans les paragenèses des terrains encaissants (voir Montagne Noire).

G - MISE EN EVIDENCE ET SIGNIFICATION DE LA COEXISTENCE DANS UNE ROCHE DE FELDSPATHS D'ETATS STRUCTURAUX DIFFERENTS

L'histoire complexe d'une roche peut être inscrite dans les caractères cristallographiques de ses feldspaths : nous avons été amenés à définir certains feldspaths non par la valeur absolue du pourcentage de triclinisme mais par la morphologie de la zone $131 - \bar{1}\bar{3}1$ qui peut traduire l'association de phases d'indices variés (voir détail et utilisation à propos de l'étude du Bas et Haut-Limousin) alors que la seule mesure de l'indice de triclinicité peut laisser ignorer ce caractère.

C'est ainsi qu'ont été définis les types de feldspaths suivants (fig.57) :

- m*, monoclinique
- t*, triclinique à indice faible
- T*, triclinique à raies ($131 - \bar{1}\bar{3}1$) dissociées
- M*, mélange de feldspaths de symétrie variée

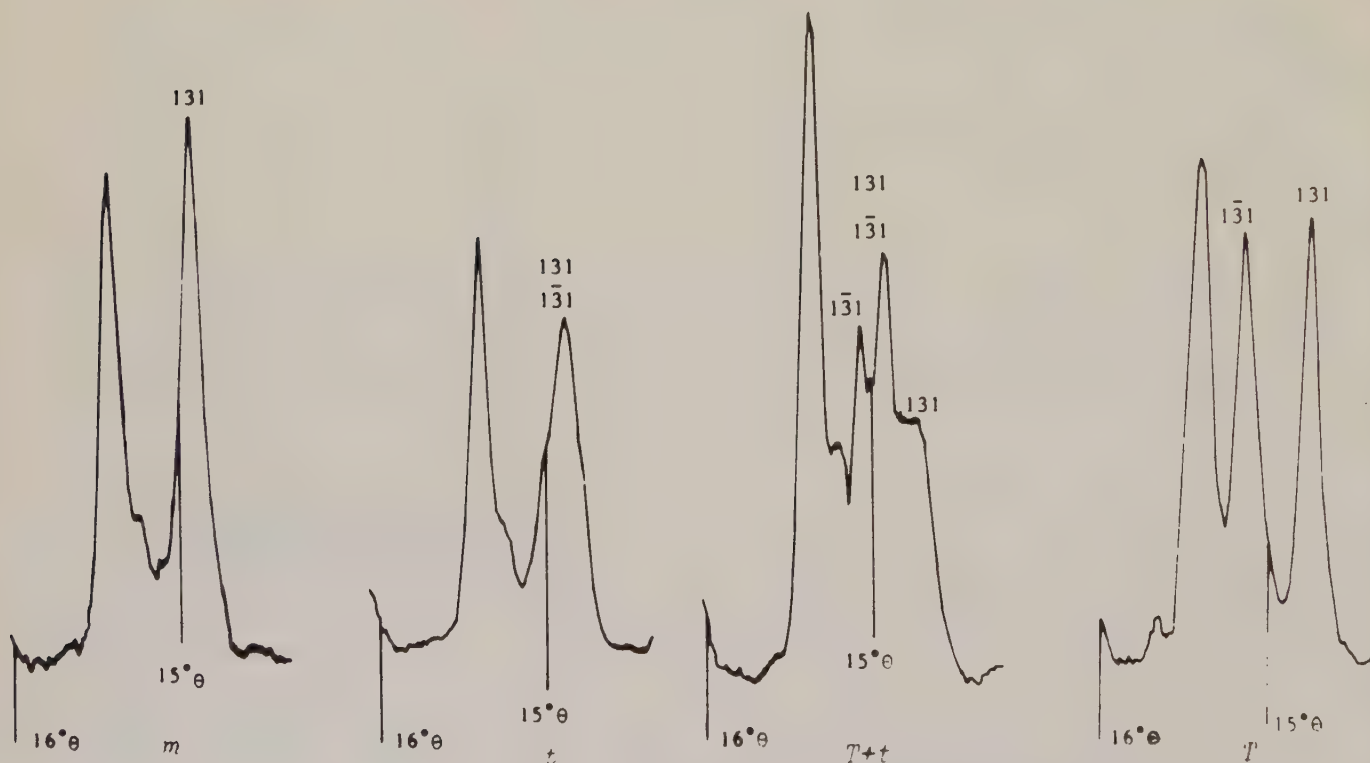


Fig.57 .- Principaux types de feldspaths potassiques d'après l'étude de la zone $131 - \bar{1}\bar{3}1$.
(λ Cu $K\alpha_1$)

Ces variations d'aspect ne prennent de signification que dans le cas d'un feldspath convenablement séparé, d'autres minéraux, dont le plagioclase, pouvant interférer dans la zone considérée. Le mélange M peut se manifester selon deux modalités essentielles :

- deux types de feldspaths de triclinisme différent coexistent sans qu'on observe de feldspaths de triclinisme intermédiaire entre les deux $\rightarrow$ type M (T+t) comme sur la fig. 57 ;

- tous les intermédiaires entre les deux existent, et dans ce cas, seule la valeur du pourcentage de triclinisme maximum est mesurable. Ce dernier cas est désigné par O. Christie (1962) sous le terme de feldspath "randomly desordered" (RD).

Ces deux types de mélange n'ont certainement pas la même signification, mais techniquement il est parfois difficile de les distinguer comme le montrent nos essais de mélanges artificiels.

La coexistence d'états structuraux différents dans une même roche peut être liée :

- soit directement aux conditions de cristallisation de la roche ou du feldspath,

- soit à une hybridation,

- soit à un réajustement postcristallisation à de nouvelles conditions thermodynamiques.

Des exemples de ces trois cas ont été rencontrés au cours de notre étude et seront rappelés au chapitre suivant.

Ce caractère apparaît donc comme très important, mais pour trancher entre les diverses causes possibles, il est nécessaire de travailler dans un cadre pétrographique précis, et de faire appel à des éléments d'information complémentaires ; nous verrons plus loin que la connaissance des teneurs en oligo-éléments peut répondre à ce besoin.

H - SYMETRIE DES FELDSPATHS POTASSIQUES ET CONDITIONS THERMODYNAMIQUES

Il convient tout d'abord de comparer la signification des paragenèses minérales dans les roches métamorphiques et dans les roches plutoniques : dans les roches métamorphiques, les paragenèses correspondent au degré de métamorphisme le plus intense qui ait été atteint par les niveaux considérés. La paragenèse observée actuellement peut donc comporter des phases minérales métastables. Un équilibre plus superficiel n'est représenté que dans le cas d'une rétro-morphose caractérisée.

Pour les roches plutoniques, l'origine et les conditions de cristallisation en rapport avec le contexte au moment de la mise en place (vitesse de refroidissement, présence d'eau, etc...) déterminent la paragenèse.

Ainsi l'interprétation d'une paragenèse minérale pourra être différente suivant l'origine de la roche : ce problème est apparu très clairement lors de l'étude systématique des feldspaths potassiques des roches métamorphiques, et de l'interprétation de leur symétrie.

1 - Quelques données généralement admises sur l'équilibre des formes monocliniques et tricliniques des feldspaths potassiques.- Les travaux sur les feldspaths potassiques sont abondants, mais les données interprétatives sur lesquelles la plupart des auteurs s'accordent, peuvent se résumer en quelques lignes :

- le microcline est la forme ordonnée du feldspath potassique et représente la forme d'équilibre de basse température ;

- l'orthose a une structure type désordonnée et représente la forme de haute température du feldspath potassique ;

- il existe des états intermédiaires entre ces deux formes qui peuvent ainsi passer graduellement de l'une à l'autre. La température d'inversion varie selon les auteurs (en moyenne 500 à 550° C) ;

- les feldspaths potassiques moirés ont cristallisé en premier sous la forme monoclinique (métastable ou non) et le moirage témoigne de l'inversion à partir de cette forme ;

- l'orthose peut cristalliser ou se trouver en état métastable dans le domaine où normalement le microcline est en équilibre ;

- on n'a jamais réussi la synthèse expérimentale directe du microcline (seulement par échange d'ions) ;

- un point complémentaire paraît très important à noter : c'est le rôle de l'eau dans l'inversion microcline - orthose. Ce rôle a été démontré très clairement par J. Wyart et G. Sabatier par les réactions d'échange d'ions dans les feldspaths alcalins (1956).

Ces auteurs distinguent deux types de trames $Al Si_3 O_8$: l'une dite BT (basse température) parce qu'elle présente dans les feldspaths présumés stables à basses températures, et l'autre dite HT (haute température). Les résultats expérimentaux d'échange se résument ainsi :

Température	au contact des sels fondus	
600° et 900°	trame BT + K	trame BT + Na
	en présence d'eau	
400° à 700°	trame BT + K	trame HT + Na
	trame HT + K	trame HT + Na

Ainsi, l'eau apparaît comme un élément déterminant dans le passage de la trame BT à la trame HT et ce rôle est à souligner à propos de l'interprétation de la symétrie des feldspaths potassiques dans les milieux naturels.

K.S Heier (1957) signale également l'aspect particulier de certains diffractogrammes X, selon que la transformation microcline - orthose a lieu ou non en présence d'eau :

En l'absence d'eau, on a une transformation difficile, de type diffusif, et le feldspath présente une raie 131 - 131 élargie qui correspond à l'état "randomly disordered" RD de O. Christie (1962) ;

En présence d'eau, la transformation est facile, non diffusive et se manifeste par l'apparition d'une phase à indice de triclinisme maximum, coexistant avec le feldspath non encore totalement transformé. Cet aspect se traduit dans la terminologie que nous utilisons par M (T+t).

2 - Relation entre l'état structural des feldspaths potassiques et leur situation dans une série métamorphique.- L'ensemble de nos résultats sur la symétrie des feldspaths permet de distinguer deux cas selon la relation entre l'état structural du feldspath et le contexte métamorphique.

— *Etat structural du feldspath en équilibre avec la paragenèse des terrains encaissants.*—

Dans une série de terrains métamorphiques, les résultats obtenus montrent que le microcline correspond bien dans les milieux naturels, à la forme d'équilibre de l'épizone, et que l'orthose se trouve dans les faciès plus profonds. Des exemples provenant de régions variées illustrent cette idée :

- les anatexites à cordiérite à faciès Aubusson (Lyonnais - Allagnon et Aubusson) qui correspondent à la base de l'amphibolite faciès dans des conditions de basses à moyennes pressions, ont un feldspath potassique monoclinique ;

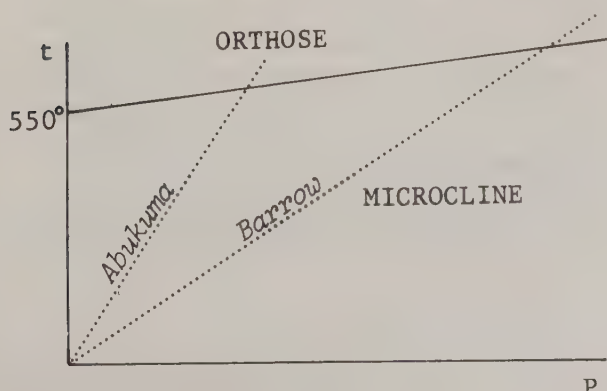
- par contre, les faciès rétro-morphosés type Rouergue-Lyonnais renferment toujours un microcline maximum (T). Ces derniers faciès renferment des feldspaths potassiques qui sont reconnus comme antérieurs à la phase de rétro-morphose, et on peut considérer leur symétrie comme témoignant de l'équilibre des zones superficielles du métamorphisme (faciès greenschist) atteint lors de la phase de rétro-métamorphisme ;

- des porphyroïdes (Bas-Limousin et Rouergue) inclus dans les zones superficielles du métamorphisme sont également à microcline ;

- enfin les résultats sur les "leptynites" s.l situées à divers niveaux métamorphiques (Allagnon, Limousin) illustrent également cette notion (voir chapitre leptynites).

Certains auteurs situent la transition microcline - orthose à 550° C, d'autres s'exprimant en minéral faciès, la place à la limite inférieure de l'amphibolite faciès, soit par exemple dans le faciès amphibolite de type Abukuma, entre subfaciès sillimanite - cordiérite - muscovite - almandin (A.2.2) et le subfaciès sillimanite - cordiérite - orthose - almandin (A.2.3). Cette limite de domaine n'est chiffrée ici qu'à titre indicatif, car il apparaît que les effets combinés p.t doivent avoir une influence sur elle. Deux aspects méritent attention à ce sujet :

- La maille du microcline ayant un volume moindre que celle de l'orthose, celui-ci doit voir son champ d'équilibre augmenter avec la pression.



C'est ainsi qu'on peut représenter les domaines respectifs théoriques de stabilité orthose-microcline pour un feldspath potassique de composition donnée.

Si on reporte sur le diagramme les courbes de gradient des divers faciès métamorphiques, notamment des deux faciès extrêmes Abukuma et Barrow, on conçoit aisément qu'à

température équivalente, orthose ou microcline seront en équilibre selon le faciès du métamorphisme.

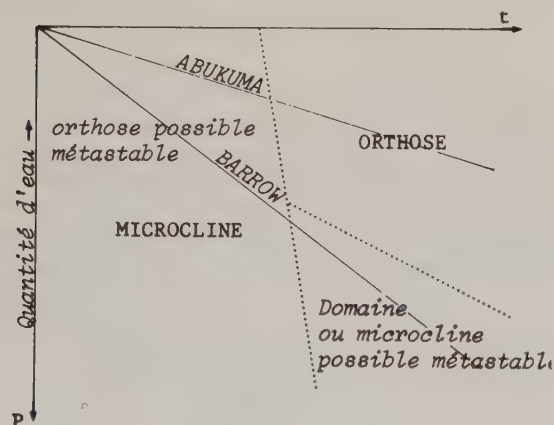
- Les résultats obtenus sur les feldspaths potassiques de leptynites à grenats étudiées par J. Barrère (1966) dans le cadre de son travail de thèse sur le groupe précambrien de l'Amsaga entre Ator et Akjoujt (Mauritanie) fournissent matière à réflexion.

Ces leptynites à grenats, d'origine para, bien représentées dans la formation de Jamra appartiennent au faciès granulite comme l'illustre, entre autre, la présence de pyroxène orthorhombique.

Les feldspaths potassiques de ces leptynites sont des microclines maximum, ce qui peut paraître étonnant. En fait, l'absence d'eau, élément nécessaire à l'inversion, dans le faciès granulite peut facilement expliquer la symétrie du feldspath potassique, dans la mesure où celui-ci, à l'origine triclinique, a subi un métamorphisme progressif dans des conditions anhydres dans un domaine de p.t où normalement l'orthose est stable.

Par contre, les leptynites à cordiérite trouvées dans la même formation et qui représentent une variation de faciès, renferment des feldspaths monocliniques (détermination optique seulement). Il est inutile de chercher une différence de régime p.t entre ces deux types de leptynites associées sur le terrain pour expliquer cette variation de symétrie. Il apparaît par contre, que ce dernier faciès est beaucoup plus riche en minéraux hydroxylés, et lors du métamorphisme progressif la quantité d'eau a été suffisante pour que le feldspath potassique triclinique devienne monoclinique, ou cristallise directement sous la forme monoclinique, si on admet pour celui-ci une origine réactionnelle. Ainsi se trouvent posés les principaux éléments auxquels il convient de faire attention lors de l'interprétation de la symétrie d'un feldspath potassique d'une formation métamorphique, à savoir : degré métamorphique et faciès de métamorphisme $\leftrightarrow$ définissant p.t relative et la quantité d'eau présente, origine du feldspath potassique et caractères originels, nature chimique de la roche contenant le feldspath potassique (faciès chimique anhydre ou non).

La figure ci-dessous (fig. 58) résume qualitativement l'équilibre relatif des formes orthose et microcline dans les terrains métamorphiques en fonction de la pression et la température.



Quand un feldspath potassique présentera une symétrie compatible avec le régime p.t des terrains encaissants, telle qu'elle est définie ci-dessus - microcline dans épizone et orthose dans catazone - en excluant les états de métastabilité ; on exprimera ce fait par l'expression symétrie du feldspath potassique en accord thermodynamique avec le milieu métamorphique ou mieux avec les paragenèses des terrains encaissants.

Fig. 58 .- Représentation qualitative de l'équilibre relatif de l'orthose et du microcline dans les terrains métamorphiques.

— *Etat structural du feldspath en déséquilibre par rapport aux paragenèses des terrains encaissants.*—

Le granite de l'Aigoual se situe dans des zones de métamorphisme superficiel et contient des feldspaths potassiques monocliniques. Par rapport à l'équilibre métamorphique précédemment défini, on peut dire que la symétrie du feldspath ne correspond pas à la forme normalement en équilibre avec la paragenèse des micaschistes encaissants.

Ce déséquilibre est la règle pour tous les feldspaths potassiques ayant cristallisé en surface (cas des laves) ou près de la surface dans des conditions épizonales (granites supracrustaux).

Dans les conditions moyennes de p.t, les résultats obtenus par G.Guitard, E. Raguin et G. Sabatier dans les Pyrénées (1960) montrent que orthose et microcline peuvent cristalliser en proportions variées et coexister, alors que les granites de la catazone renferment des feldspaths potassiques monocliniques donc en accord avec les conditions thermodynamiques du milieu.

Le schéma ci-dessous (fig.59) résume la symétrie rencontrée pour les feldspaths potassiques de roches métamorphiques et de roches plutoniques en fonction des conditions p.t du milieu encaissant (au moment de la mise en place pour les roches plutoniques) indiquées par les paragenèses minérales.

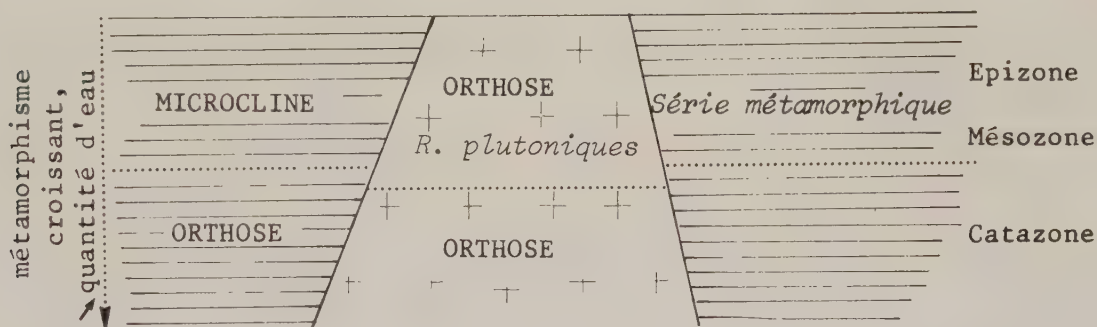


Fig. .- Symétrie comparée des feldspaths potassiques dans les roches métamorphiques et les roches plutoniques.

Cette figure illustre le caractère particulièrement discriminant que représente la symétrie d'un feldspath potassique lorsqu'il se situe dans un niveau épizonal.

D'autres états structuraux particuliers ont été rencontrés dans épizone et mésosome ; ils correspondent à la cristallisation rapide d'une phase feldspathique sous une forme métastable monoclinique qui n'atteint pas sa forme d'équilibre ; le feldspath présente alors des états structuraux variés (voir mobilisation dans Limousin).

On peut résumer sous forme d'un tableau les états structuraux que nous avons trouvés dans les niveaux épizonaux et mésozonaux et les significations possibles que nous leur attribuons.

Microcline	Mélange d'états structuraux variés (M et T+t)	Orthose
- résultat d'une inversion à partir d'une forme primitive monoclinique	- mobilisation d'une phase feldspathique suivie d'une cristallisation rapide	- cristallisation à partir d'un magma
- cristallisation en équilibre	- recristallisation partielle d'une forme primitive monoclinique	

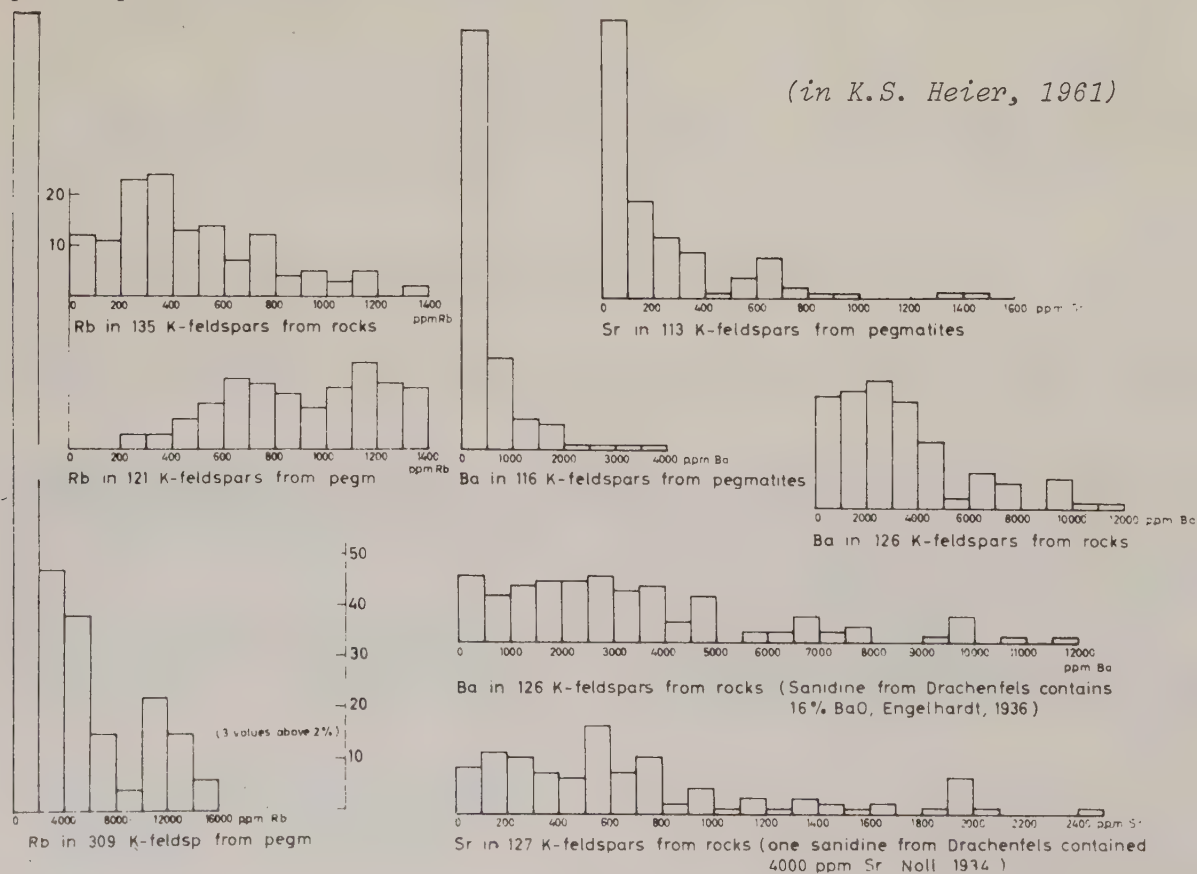
Pour trancher entre ces diverses possibilités (qui ont été effectivement trouvées au cours de notre étude), il est nécessaire de faire appel à une étude pétrographique détaillée et à d'autres éléments d'information : l'étude des oligoéléments des feldspaths et de leur distribution entre minéraux co-existants répond à ce besoin.

II - LES OLIGOELEMENTS DES FELDSPATHS POTASSIQUES

Quelques auteurs se sont intéressés aux oligoéléments des feldspaths potassiques en milieu naturel (K.S. Heier et S.R. Taylor, 1958 - 1959 - 1960).

Deux aspects peuvent être recherchés dans ce type d'étude : point de vue général et point de vue régional.

— Le premier a été développé par K.S. Heier (1962) dans une revue générale sur les éléments traces des feldspaths. Il établit des histogrammes de fréquence pour un certain nombre d'éléments.



Il faut remarquer que les feldspaths de pegmatites constituent la majorité du matériel étudié (environ 300 éch.) alors que les feldspaths potassiques ne sont représentés que par 125 éch. Ses conclusions portent surtout sur les feldspaths de pegmatite et leurs relations avec les terrains encaissants et, sur un plan plus général sur la séquence possible des oligoéléments en fonction de la taille des ions, leur valence et leur électronégativité.

A titre de simple comparaison, nous avons établi le même type de diagramme pour le Sr et le Ba en différenciant les feldspaths de roches métamorphiques et ceux du granite de l'Aigoual (fig.60).

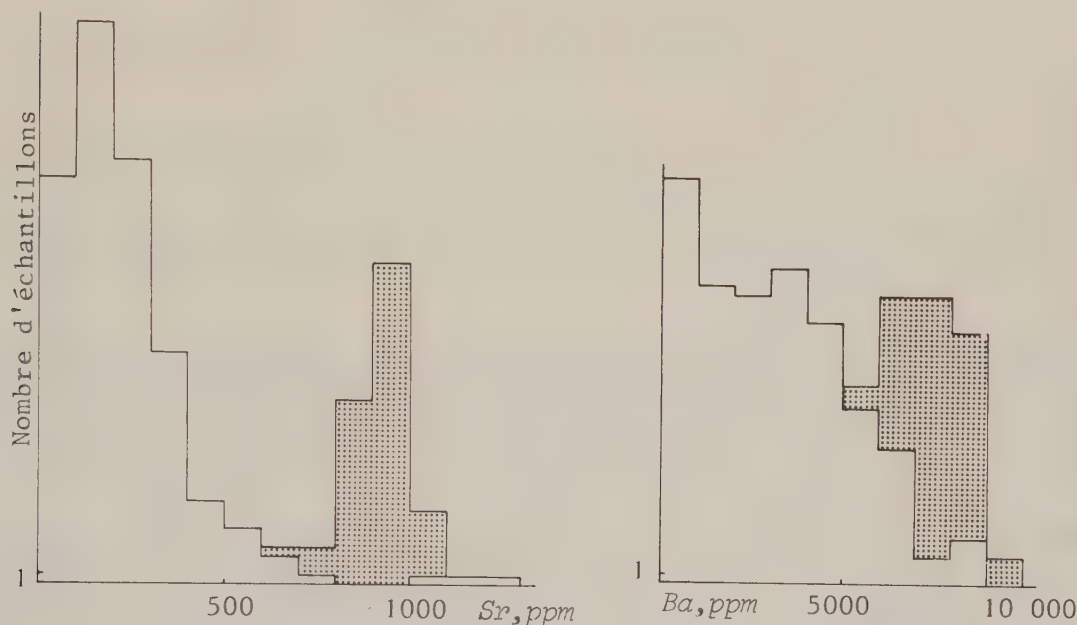


Fig. 60.- Histogrammes de fréquence des teneurs en Sr et Ba dans les feldspaths de roches métamorphiques et les mégacrists du granite de l'Aigoual (•).

— Le second aspect, d'intérêt régional, a été considéré par ce même auteur en collaboration avec S.R. Taylor (1959 - 1960) dans une étude sur le granite de Fevig où il montre une variation du K, Rb et Ba/Rb des feldspaths à travers ce massif.

Nos résultats portent sur 300 feldspaths issus de roches, feldspaths étudiés simultanément sur le plan structural, et dans un cadre pétrographique aussi précis que possible, ce qui a permis de dégager un certain nombre de points.

A - CONSTANCE DU CONTENU OLIGOELEMENTAIRE DES FELDSPATHS POTASSIQUES DANS UNE UNITE GEOLOGIQUE D'UNE REGION DONNEE

La teneur en oligoéléments d'un feldspath potassique est constante pour une même formation dans un contexte géologique donné : ex. feldspaths des leptynites, d'anatexites, du granite de l'Aigoual (mégacrists) etc...

Les teneurs en Sr, Ba et Rb d'un feldspath potassique ne sont pas erratiques. Ce caractère non erratique est confirmé également par l'existence de coefficient de partage des oligoéléments entre minéraux coexistants (voir plus loin).

Pour le Pb et le Ga, les teneurs sont régulièrement très faibles et il n'est pas possible pour l'instant de leur attribuer une signification particulière.

B - PERENNITE DES CARACTERES OLIGOELEMENTAIRES DES FELDSPATHS

Les caractères oligoélémentaires d'un feldspath sont perennants :

- une recristallisation ne les modifie pas obligatoirement (Montagne Noire, Bas-Limousin) ;
- un feldspath en enclave ou dans une enclave continue à présenter ses caractères oligoélémentaires initiaux (Montagne Noire, Haut-Allier) ;
- plusieurs phases feldspathiques en contact soumises aux effets du métamorphisme (à toutes les échelles : niveaux, septa, ou minéraux) conservent chacune leur individualité géochimique (Montagne Noire, Haut-Limousin).

Cette pérennité est précieuse pour détecter les stades de cristallogenèse où la nature hybride d'une formation. Dans de telles conditions, la connaissance des caractères oligoélémentaires des feldspaths couplée avec celle de leur état structural, et celle des caractères oligoélémentaires des minéraux coexistants, permet de lever les indéterminations précédemment soulignées (§ G).

C - CARACTERES OLIGOELEMENTAIRES ET ORIGINE DES FELDSPATHS POTASSIQUES

La teneur en Sr, Rb, Ba d'un feldspath est liée à la nature du matériel origine, à sa genèse, ou au stade de sa cristallisation (dans le cas d'une roche magmatique). C'est ainsi qu'à travers le Massif Central, un certain nombre de formations peuvent être caractérisées par la composition oligoélémentaire de leurs feldspaths (voir plus loin pour détails) ex. : anatexites à cordiérite d'Aubusson, leptynites, etc... De même, se dessine une distinction remarquable à propos des feldspaths de granites :

- granites à feldspaths très riches en Sr et Ba (ex. : Aigoual) dont les mégacristsaux peuvent représenter une phase précoce de cristallisation dans un magma riche en "éléments résiduels" (voir p.82) donc différencié ;
- granites migmatitiques à feldspaths peu riches en Sr et Ba (granite du Velay) ;
- leucogranites et anatexites leucocrates représentant le pôle d'appauvrissement extrême des feldspaths en Sr et Ba, appauvrissement que nous attribuons dans ces roches à un effet de ségrégation des oligoéléments lors d'une anatexie différentielle.

D - CORRELATION ENTRE OLIGOELEMENTS D'UN FELDSPATH POTASSIQUE

Il existe une forte corrélation positive (+ 0,75) entre le Sr et le Ba dans les feldspaths potassiques, et une corrélation négative moins nette entre Sr ou Ba d'une part et Rb d'autre part (fig.61 et fig.62). Ces corrélations confirment le caractère non erratique des teneurs et l'introduction des oligoéléments Sr, Rb et Ba dans les feldspaths au moment de leur cristallisation.

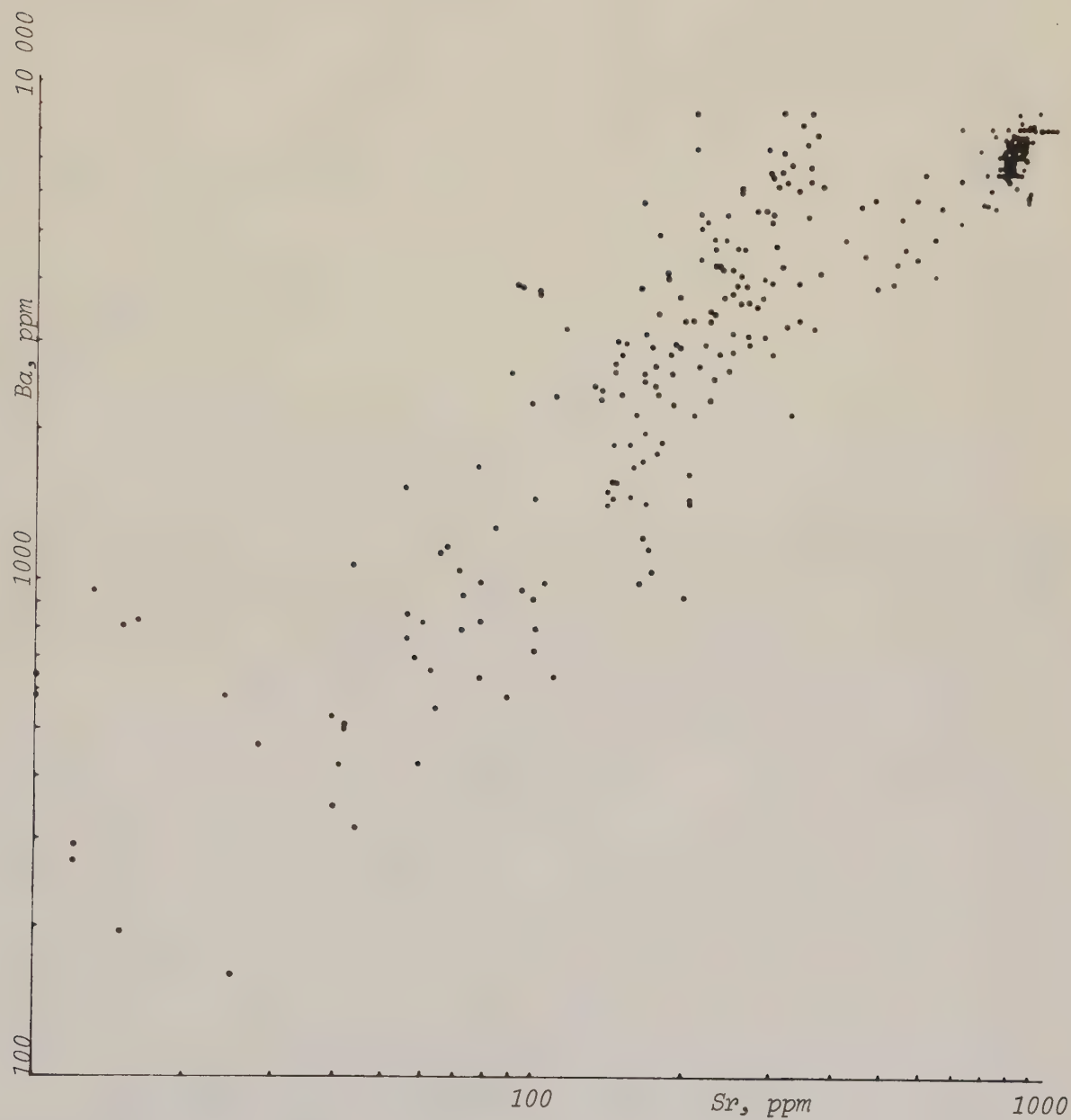


Fig. 61.- Corrélation entre Sr et Ba dans les feldspaths potassiques

- roches métamorphiques
- ◊ granite de l'Aigoual et de St-Guiral-Liron.

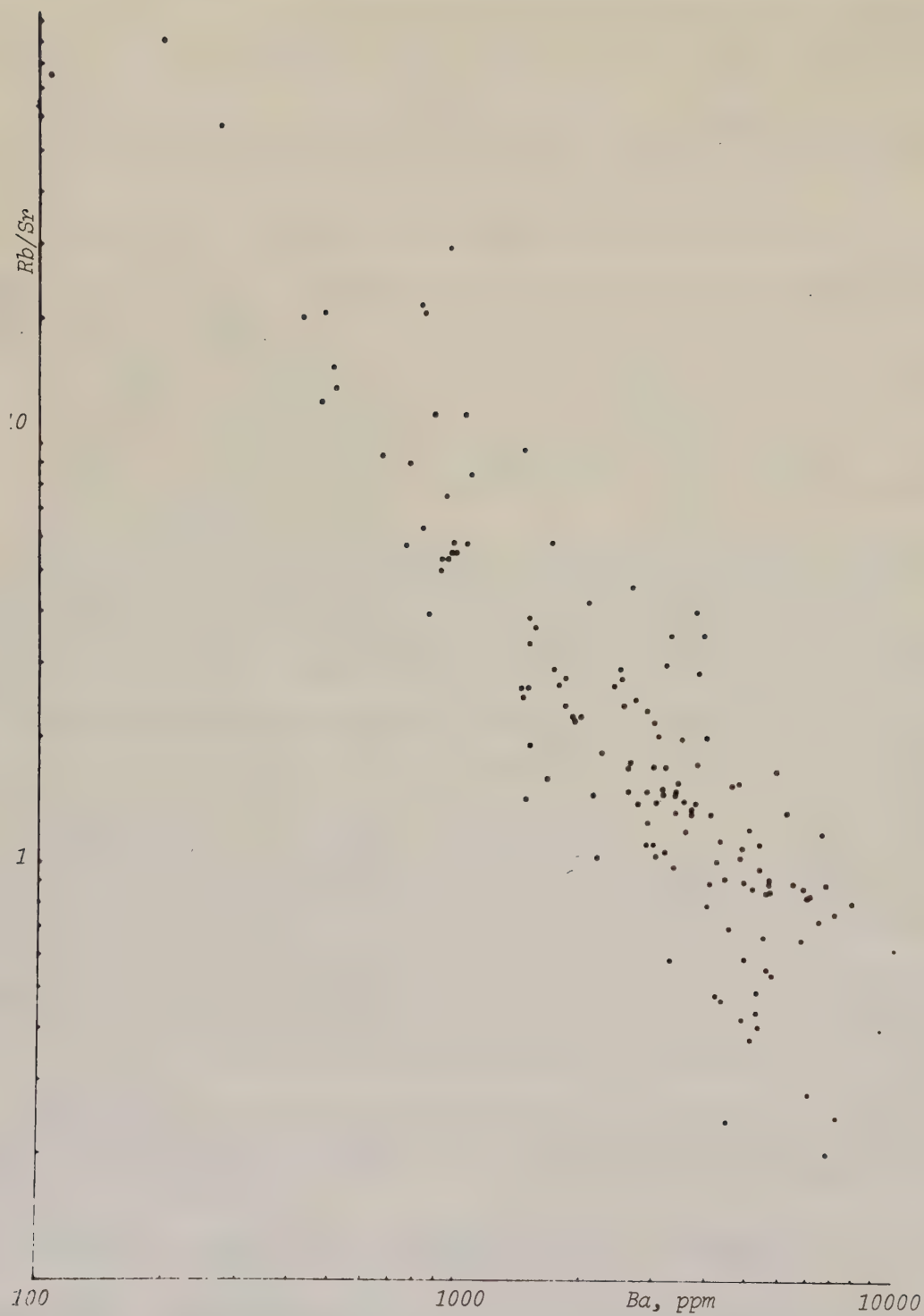
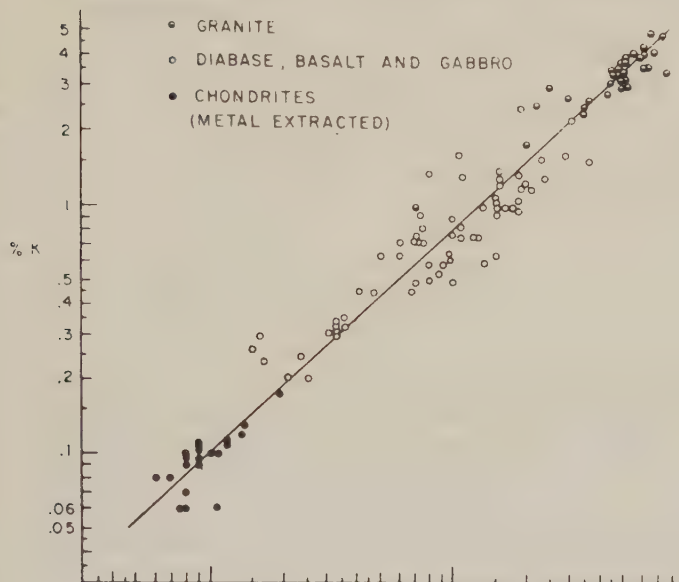


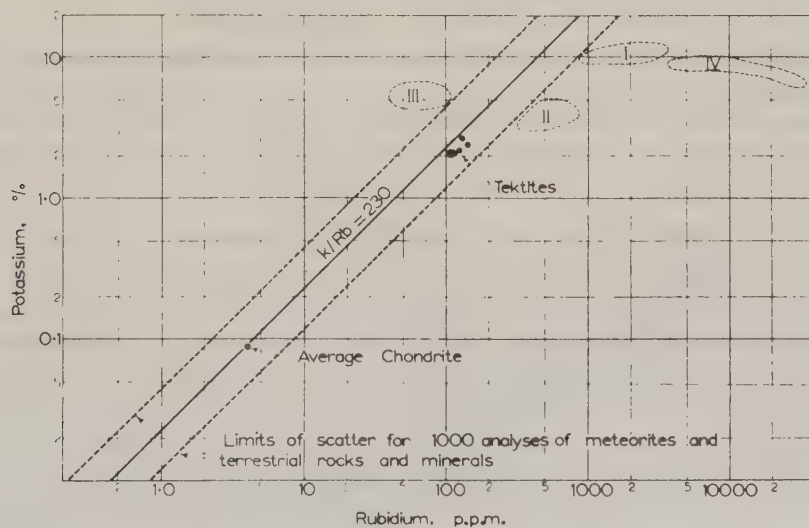
Fig. 62.- Corrélation inverse entre Ba et Rb/Sr dans les feldspaths potassiques.

E - ABSENCE DE RELATION ENTRE K ET Rb DANS LES FELDSPATHS POTASSIQUES (ET AUTRES MINERAUX POTASSIQUES) ET DISTRIBUTION DU Rb ENTRE MINERAUX COEXISTANTS



Les travaux de L.H. Ahrens, W.H. Pinson et G. Kearns (1952) ont montré que dans une roche, il existait une relation (fonction linéaire) entre sa composition en K et en Rb. Cette relation est exprimée par la courbe de la figure ci-contre extraite de l'ouvrage cité.

Dans un travail plus récent (1958) S.R. Taylor et L.H. Ahrens présentent une courbe de relation entre K % et Rb, ppm concernant 1000 analyses de roches et minéraux ; ils considèrent les minéraux n'obéissant pas à la relation comme ayant des rapports K/Rb anormaux (champs I, III et IV sur la figure correspondent à des feldspaths et des lépidolites)



Le report de nos résultats sur les feldspaths (+ Sanidines Seck 1962) sur un diagramme K/Rb (fig.63) montre que les points représentatifs s'ordonnent selon une bande horizontale. Cette disposition illustre l'indépendance entre K et Rb dans les feldspaths potassiques.

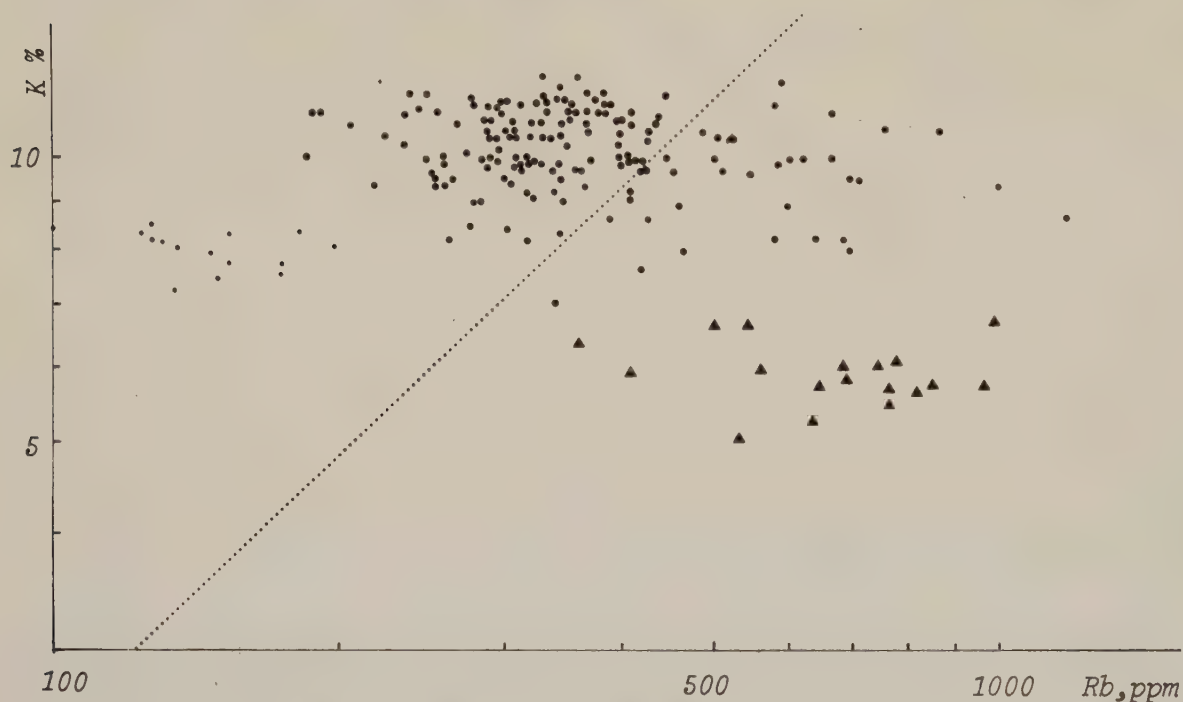


Fig. 63.- Indépendance entre K et Rb dans les feldspaths potassiques

Feldspaths potassiques étudiés .

Sanidines. (in H.A Seck, 1962) ▲ biotites

Il en est de même pour les biotites dont les points figuratifs se groupent aussi selon une bande horizontale.

On remarque en outre que bien que renfermant environ deux fois moins de K que les feldspaths potassiques, les biotites sont beaucoup plus riches en Rb que celles-ci.

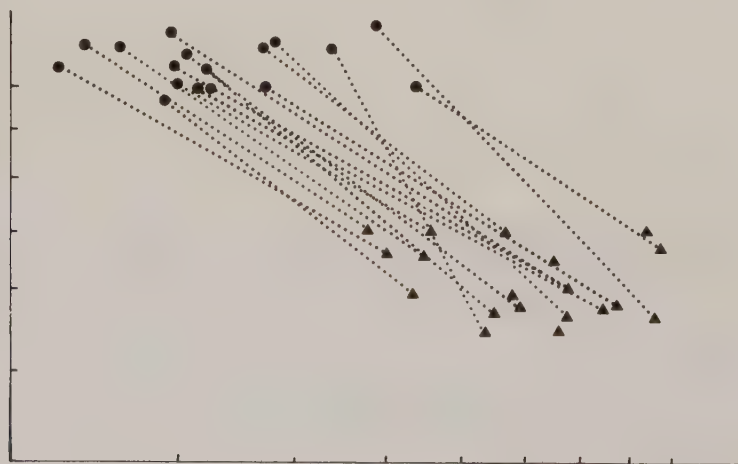


Fig. 64.- K/Rb dans feldspaths potassiques (•) et biotites (▲) coexistants d'une roche.

Il n'existe donc pas de relation entre K et Rb dans les minéraux ; on exprime ce fait en disant qu'il existe un coefficient de partage du Rb entre phases minérales coexistantes. La teneur en Rb d'un minéral donné est donc déterminée :

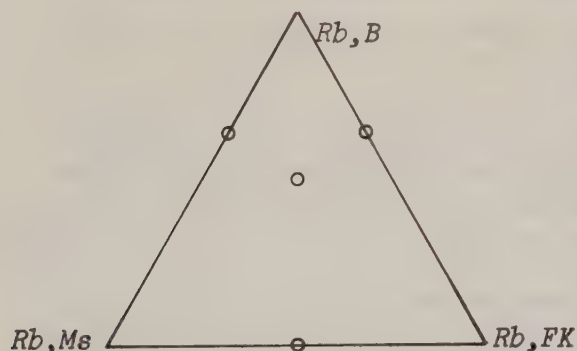
- par le stock disponible (sous la dépendance de la relation K/Rb pour la roche totale) ;
- par la quantité relative et absolue des phases minérales pouvant contenir cet élément ;
- et enfin par la valeur du coefficient de partage du Rb entre ces phases minérales.

F - COEFFICIENT DE PARTAGE DU Rb ENTRE FELDSPATHS POTASSIQUES - BIOTITE ET MUSCOVITE COEXISTANTS

Il existe un coefficient de partage entre feldspath potassique - biotite et muscovite coexistants (voir chapitre Montagne Noire). Ce coefficient est proche de 2 pour Rb biotite/Rb feldspath potassique et proche de 1 pour Rb muscovite/Rb feldspath potassique.

Ce coefficient de partage est réalisé dans des roches très variées et il y a tout lieu de croire qu'il est peu sensible aux conditions thermodynamiques de cristallisation des phases concernées (ce qui n'exclut pas une variation fine). Compte tenu de la constance de ce coefficient, et en l'absence de données expérimentales sur ce point, cette distribution n'est donc intéressante à considérer que dans la mesure où elle n'est pas respectée.

G - DISTRIBUTION ANORMALE DU Rb ENTRE PHASES MINERALES COEXISTANTES



La représentation triangulaire Rb,biotite - Rb,feldspath potassique - Rb,muscovite (voir principe, chap. Montagne Noire), dans laquelle les coefficients de partage "approchés" sont représentés par 4 points, permet de matérialiser les distributions anormales et le sens de l'anomalie (ex.: Montagne Noire, Rouergue).

Fig.65.- Répartition du Rb entre minéraux coexistants d'une roche.

En Montagne Noire, un exemple de distribution anormale dans un cadre pétrographique et minéralogique précis permet de mettre en évidence la nature hybride d'une roche. La considération des données analytiques fournies par les études de géochronologie (M. Vachette, 1968), permet en outre dans ce cas, de relier cette distribution anormale au rapport $87\text{ Sr}/86\text{ Sr} / 87\text{ Rb}/86\text{ Sr}$ dans ces mêmes minéraux : l'isochrone construite à partir des minéraux et de la roche totale présente en effet un indice de déviation pondérée relativement élevé par rapport à celles construites sur des roches et minéraux dans lesquels la distribution du Rb est normale.

Cette anomalie de distribution peut donc servir de test en géochronologie : la construction d'isochrones à partir des points roche totale et minéraux étant à considérer avec circonspection, si les minéraux sont en déséquilibre chimique car l'interprétation des résultats sur la roche totale nécessite dans ce cas, la connaissance des quantités relatives des divers minéraux entrant dans sa constitution.

De même, en Haut-Allier et Rouergue, des teneurs anormales en Rb par rapport aux terrains encaissants ont été relevées pour des feldspaths ou des micas situés dans des enclaves.

La considération de tels rapports anormaux permet donc de mettre en évidence des déséquilibres chimiques au sein des roches (provenant d'une hybridation ou de l'existence de zone réactionnelle) et dans certains cas précis, les teneurs absolues peuvent éclairer la chronologie relative des épisodes de cristallogenèse (distinction entre phases rélictuelles ou de cristallisation tardive).

III - SYMETRIE ET OLIGOELEMENTS DES FELDSPATHS POTASSIQUES

A - INDEPENDANCE DES DEUX CARACTERISTIQUES

Il n'existe pas de corrélation entre la symétrie et la teneur en oligo-éléments des feldspaths potassiques.

A un état structural donné, correspond des teneurs variées en oligoéléments. Les feldspaths potassiques du granite de l'Aigoual et des gneiss oeillés du Haut-Allier sont monocliniques, mais les premiers renferment environ 7000 ppm, Ba, et les seconds seulement 2000. Cette corrélation nulle apparaît aussi pour les autres éléments, mais le barium est l'élément le plus démonstratif à cet égard, puisque la variation de sa teneur est la plus importante en valeur absolue, et que la grande dimension de cet ion est la plus susceptible d'entraîner une modification structurale.

Par contre, des feldspaths potassiques de même contenu oligoélémentaire peuvent présenter des degrés de symétrie variés (ex. : leptynites dans Limousin, Haut-Allier).

L'état structural d'un feldspath n'est donc pas induit par les oligoéléments qu'il renferme, au moins dans les limites de teneurs rencontrées dans cette étude : symétrie et oligoéléments peuvent donc être considérés comme deux variables indépendants.

B - SIGNIFICATION RELATIVE, SYMETRIE ET OLIGOELEMENTS

Dans le cadre d'une étude régionale, les caractères de symétrie et d'oligo-éléments d'un feldspath potassique appartenant à un type de roche donné, apparaissent constants et sont liés tous les deux à la genèse du feldspath.

Si une simple recristallisation intervient (ex. Montagne Noire) ou un réajustement à de nouvelles conditions thermodynamiques (Bas-Limousin) la symétrie du feldspath potassique est modifiée ou non, mais les teneurs en oligoéléments restent constantes.

Par contre, là où deux générations feldspathiques sont morphologiquement distinctes (Montagne Noire, Haut-Allier), elles sont caractérisées par des teneurs oligoélémentaires différentes.

En résumé :

- La symétrie d'un feldspath potassique témoigne de sa genèse, des conditions de cristallisation et éventuellement de réajustements à de nouvelles conditions thermodynamiques ;

- Par contre, les oligoéléments paraissent relativement indifférents aux recristallisations et réajustements (Limousin, Montagne Noire) alors qu'une hybridation se traduit par des teneurs oligoélémentaires différentes (Montagne Noire, Haut-Allier).

Ainsi, la considération concomitante des deux caractères symétrie et oligo-éléments de feldspaths potassiques est précieuse dans l'étude des roches métamorphiques permettant de distinguer entre plusieurs générations feldspathiques et une simple recristallisation (ex.: Montagne Noire). Un tableau résume cette coordination de recherche pour un type pétrographique donné dans une région donnée.

		Symétrie du feldspath potassique	
		Constante	Variée
Oligoéléments Feldspath potassique	Teneurs constantes	- 1 génération feldspathique (ex.: yeux feldspathiques de gneiss oeillés, mégacristaux feldspathiques de granite, etc...)	- 1 génération feldspathique : . cristallisation dans conditions p.t particulières, ex.: cristallisation d'une forme désordonnée métastable dans les conditions de stabilité du microcline → mobilisation . recristallisation partielle (F rélictuel)
	Teneurs variées	- 2 générations feldspathiques si 2 pôles de teneurs → 2 stades de cristallogenèse → ou cristallogenèse synchrone à partir de deux matériaux différents - 1 génération feldspathique possible si variation graduelle de teneurs : zonation de teneurs au sein d'un cristal	- 2 ou plusieurs générations feldspathiques (roche en déséquilibre)

C H A P I T R E I I

INTERPRETATION PETROGENETIQUE DES FELDSPATHS POTASSIQUES DANS LE MASSIF CENTRAL FRANCAIS

Les principaux faciès à feldspaths potassiques envisagés lors de cette étude peuvent se classer grossièrement en trois types :

- les faciès oeillés,
- les faciès leptyniques s.l,
- les faciès anatexiques.

I - LES FACIES OEILLES

On en distingue deux types selon que l'état structural de leurs feldspaths potassiques est en équilibre ou non avec la paragenèse des terrains métamorphiques encaissants ; cette discrimination est particulièrement nette pour les roches en gisement dans l'épizone.

A - GNEISS OEILLES DE LA MONTAGNE NOIRE, CEVENNES - HAUT-ALLIER (ARC DE FIX) :
GNEISS OEILLES I

Ces régions sont celles où les gneiss oeillés sont les mieux représentés et constituent de véritables massifs.

— L'état structural de leurs feldspaths est en déséquilibre thermodynamique par rapport au degré métamorphique des terrains encaissants : la symétrie caractéristique est en effet monoclinique pour ces formations en contact avec des terrains métamorphisés dans l'épizone ou début mésozone, et ne varie pas à travers le massif.

Ces feldspaths sont de type particulier (feldspath "anormal" T.L. Wright, 1968) : le sodium a probablement une répartition spéciale dans la structure, intermédiaire entre celle correspondant à une solution solide, et celle correspondant à une perthite (J.V. Smith, 1969) ; bien que la recherche et la signification de tels types structuraux dans la nature n'aient pas fait pour l'instant l'objet de travaux, il est probable que cet état témoigne d'un certain mode de cristallisation où la vitesse de refroidissement doit jouer un rôle déterminant.

L'étude détaillée des feldspaths en Montagne Noire montre que cette forme monoclinique a bien cristallisé dans les conditions d'équilibre. De plus, la symétrie rigoureusement monoclinique trouvée ainsi que la constance de celle-ci

à travers le massif, exclut l'idée d'un réajustement structural postcristallisation due par exemple à la proximité d'anatexites leucocrates. La symétrie monoclinique est donc bien liée aux conditions de cristallisation de ces feldspaths potassiques.

De même, en Haut-Allier (Arc de Fix), l'obliquité de contact des gneiss oeillés par rapport aux diverses zones de métamorphisme général, démontré par F.H. Forestier (1961), aurait pu se manifester par une symétrie variable ou variée des feldspaths. Tel n'est pas le cas, puisque là encore le feldspath est monoclinique dans l'ensemble des gneiss oeillés ; la cristallisation des gneiss oeillés correspond à un épisode s'exerçant dans une région où ne règnent plus les conditions p.t exprimées par les paragenèses des terrains métamorphiques de la région brivadoise ; à la signification précédente du déséquilibre thermodynamique, s'ajoute celle de la dissociation dans le temps.

Les feldspaths potassiques de ces gneiss oeillés se comportent ainsi à la manière de feldspaths appartenant à des corps intrusifs dans les zones superficielles du métamorphisme.

— L'étude détaillée de la composition globale des yeux feldspathiques (voir chapitre Montagne Noire) montre que ceux-ci n'ont pas une composition granitique et ne représentent pas un mobilisat anatectique.

Le développement en mégacristsaux du feldspath potassique pourrait être dû à un processus de cristallisation en liaison avec des phénomènes dynamiques qui tendent à favoriser le développement de certains germes cristallins (voir chapitre Montagne Noire, p. 47 et 48).

Il s'agit en fait de feldspath dont la composition (éléments majeurs et oligoéléments) reste constante à travers le massif considéré, de la même manière que les mégacristsaux feldspathiques d'un granite présentent des teneurs caractéristiques identiques dans l'ensemble d'un massif. Cette constance ne plaide pas en faveur de transfert métasomatique comme processus générateur des feldspaths potassiques des gneiss oeillés. La composition moyenne en molécule d'orthose correspond à celle des mégacristsaux feldspathiques de granites.

— La transformation $\alpha \rightleftharpoons \beta$ des quartz des gneiss oeillés (voir fig. 1, p.31) se situe dans le même domaine que celle des quartz de roches métamorphiques où s'inversent également les quartz des leucogranites syntectoniques (J.Lameyre C. Lévy - J. Mergoïl-Daniel, 1968) : seuls les quartz des formations oeillées du Haut-Allier tendent à occuper le champ des quartz à plus haute température de cristallisation (c'est-à-dire à température d'inversion plus basse) se rapprochant ainsi du quartz de granite (voir chapitre Haut-Allier).

— A ces gneiss oeillés sont associées des anatexites leucocrates qui se situent à leur mur ; il est important de considérer les relations entre ces deux ensembles.

- Les feldspaths potassiques des gneiss oeillés et des anatexites leucocrates ont des caractéristiques oligoélémentaires différentes. L'absence de variation de composition à l'échelle régionale dans chacun de ces ensembles et par contre l'existence d'anomalie dans la répartition des oligoéléments entre minéraux coexistants ainsi que le maintien des caractéristiques oligoélémentaires respectives des feldspaths dans la zone de contact, empêchent de

les considérer comme l'expression d'un même processus générateur (cf. Montagne Noire). L'indépendance entre gneiss oeillés et anatexites leucocrates a été démontrée également par A. Weissbrod dans le Haut-Allier (1962).

- La cristallisation des gneiss oeillés en tant que tels est antérieure à celle des anatexites leucocrates : celles-ci peuvent être en disposition contigue ou déborder plus ou moins sur les gneiss oeillés (Montagne Noire et Haut-Allier).

On peut remarquer que les gneiss oeillés soumis à des conditions p.t convenables pourraient donner par fusion des anatexites de composition analogue à celle des anatexites leucocrates. Mais il est probable qu'une telle origine ne peut être retenue que d'une manière locale.

— Le domaine où les gneiss oeillés sont bien représentés et associés à des anatexites leucocrates, est distinct de celui des séries gréso-pélitiques soumises au métamorphisme général, et les anatexites à faciès Aubusson qui représentent le terme le plus métamorphique de celles-ci y sont inconnues ou seulement représentées en enclave.

La région du Haut-Allier met en évidence l'indépendance des gneiss oeillés par rapport à ces faciès, celle-ci apparaît encore très clairement quand on considère la répartition des gneiss oeillés dans l'Est du Massif Central, où ils constituent un arc grossier recoupant les divers noyaux métamorphiques définis par J. Jung.

Le gisement comme les caractères pétrographiques conduisent à considérer la mise en place et la cristallisation des gneiss oeillés comme se rapprochant de celles de granites syncinématiques.

B - GNEISS OEILLES DES AUTRES REGIONS (HAUT-LIMOUSIN, BAS-LIMOUSIN, etc...) : GNEISS OEILLES II

Ces gneiss se définissent par opposition aux précédents :

— ils renferment des feldspaths potassiques dont l'état structural est en équilibre avec le milieu métamorphique encaissant ;

— ils constituent des niveaux de puissance et d'extension plus réduits que les précédents ;

— ils ne sont pas associés à des anatexites leucocrates et occupent la même aire que les séries du métamorphisme général ;

— leurs faciès sont variés : oeillés typiques, leptyniques oeillés ou à faciès de diatexites [correspondant dans la terminologie de J. Jung et M. Roques au terme d'embranchite amygdalaire dont l'embranchite type Cornil (Bas-Limousin) est une illustration].

Nous rappellerons ci-dessous les types essentiels :

- gneiss oeillés à feldspaths en équilibre avec le milieu métamorphique, c'est-à-dire à microcline dans épizone et orthose dans catazone ;

- gneiss oeillés à plusieurs types de feldspaths dans épizone et mésozone.

1 - Gneiss oeillés à feldspaths en équilibre avec les conditions p.t du milieu encaissant (microcline dans épizone et orthose dans catazone). - Dans les zones profondes du métamorphisme - base de l'amphibolite facies - on trouve des formations leptyniques plus ou moins oeillées (Allagnon) dont le feldspath présente l'état structural correspondant aux conditions p.t ambiantes - feldspaths monocliniques - Compte tenu de leur gisement interstratifié, rien ne permet de séparer ces niveaux de la série où ils sont inclus : on a tout lieu de croire à l'existence de niveaux feldspathiques qui ont pu recrystalliser ou être remobilisés localement ; l'originalité des caractéristiques géochimiques des feldspaths de niveaux contigus exclut l'idée d'une mobilisation de plus grande extension, lors du métamorphisme qui affecte la série.

C'est à propos des gneiss en gisement dans les zones superficielles de métamorphisme (zone discriminante fig.59) qu'apparaît nettement la différence avec les gneiss oeillés précédemment étudiés (Montagne Noire, etc...). Le microcline est là le seul feldspath rencontré (Dournazac - Miallet - Gorre) : les feldspaths potassiques sont alors en équilibre et apparaissent donc inclus dans la série métamorphique ou s'ils représentent un élément d'apport, ils ont cristallisé en équilibre, dans les conditions p.t impliquées par les terrains encaissants.

On peut attribuer à ces feldspaths la même signification qu'à ceux des gneiss oeillés de la Montagne Noire ou du Haut-Allier (Arc de Fix) si on admet leur antériorité par rapport à une phase de métamorphisme général et leur réajustement structural en réponse aux conditions p.t de celui-ci.

C'est ce qui se passe pour les formations à feldspaths considérées comme rétromorphosées (Lyonnais - Rouergue) dans les conditions du faciès greenschist, et dans lesquelles le feldspath est toujours triclinique.

2 - Gneiss oeillés ou amygdalaires à mélange de feldspaths. - De tels mélanges de feldspaths d'états structuraux différents ont été rencontrés essentiellement en Limousin et Lyonnais. Ils témoignent d'une histoire cristallogénétique complexe ; selon leurs modalités et leur contexte, leur signification est différente.

- *Roches à feldspaths d'états structuraux différents non morphologiquement différenciés* ; c'est le cas observé pour différents yeux feldspathiques (Limousin - Lyonnais). Cette variété de structure est due à l'inversion partielle d'une forme initiale monoclinique et traduit un réajustement structural plus ou moins complet répondant à un changement d'équilibre postérieur à la cristallisation du feldspath potassique.

Un autre cas est celui illustré clairement par les leptynites anatexiques où aucune différenciation morphologique n'apparaît entre feldspaths : certains niveaux comme les leptynites de Cabane renferment des feldspaths tricliniques (T) alors que celui de Roche de Vic, considéré comme l'équivalent migmatitique du premier, présente des feldspaths apparemment identiques, mais en fait d'états structuraux variés (T+t). Comme les feldspaths des deux niveaux ont les mêmes caractéristiques oligoélémentaires remarquables, il y a tout lieu de croire que le mélange d'états structuraux trouvé dans le second niveau est lié aux conditions de mobilisation et cristallisation des feldspaths.

Les types étudiés à propos du Massif Central français montrent que pour une phase unique de feldspath potassique, la présence d'états structuraux variés peut être due à une inversion structurale incomplète (mégacristaux feldspathiques en Limousin) d'un feldspath monoclinique en feldspath triclinique, ou à une mobilisation de matériel quartzo-feldspathique suivie d'une recristallisation rapide.

- *Roches à feldspaths d'états structuraux différents morphologiquement différenciés.*

Le cas le plus simple est celui des mégacristaux recristallisés (Limousin, niveau de Pinols dans Haut-Allier, etc...). Tout se passe comme si les yeux avaient subi deux types successifs de conditions thermodynamiques. Les feldspaths sont morphologiquement différenciés, mais dérivent manifestement les uns des autres.

Par contre, certaines roches contiennent deux phases feldspathiques indépendantes.

Le type le plus intéressant est celui illustré par l'embranchite amygdalaire de Cornil (Bas-Limousin) à faciès de diatexite : on distingue en effet des yeux feldspathiques généralement mal individualisés et des feldspaths interstitiels ; ces feldspaths morphologiquement différents le sont aussi par leur état structural et leur composition chimique. Les deux types de feldspaths sont de cristallisation asynchrone : les feldspaths interstitiels sont de mobilité tardive par rapport aux yeux feldspathiques. Cette roche est bien une migmatite, et c'est la matière granitique interstitielle qui représente le dernier élément mobile et non les yeux feldspathiques.

Dans le Massif du Thaurion (Haut-Limousin) où on a parfois noté une différence chimique et structurale entre les feldspaths potassiques des yeux et ceux de la matrice leptynique qui les enveloppe, le mélange de caractères peut être lié à une cristallogenèse en deux temps comme plus haut, ou à la du matériel soumis au métamorphisme.

Divers processus peuvent donc aboutir à l'existence de mélanges de feldspaths dans les roches métamorphiques :

- cristallisation rapide d'une phase feldspathique mobile dans l'épizone ou la mésozone sous une forme métastable qui n'atteint qu'incomplètement sa forme normale d'équilibre (à rapprocher de la cristallisation d'adulaire);
- réajustement structural incomplet d'un feldspath préexistant en réponse à un changement d'équilibre thermodynamique postérieur à la cristallisation du feldspath (cas observé pour les feldspaths de formations rétro-morphosées);
- enfin, coexistence de deux types de feldspaths d'origines différentes (Limousin).

En Limousin et Lyonnais, la présence de formations métamorphiques renfermant plusieurs types de feldspaths, témoigne d'une histoire cristallogénétique complexe à plusieurs épisodes : le dernier faisant intervenir essentiellement deux processus :

- recristallisation et réajustement structural,
- mobilisation quartzo-feldspathique.

Dans tous les cas, les yeux feldspathiques sont antérieurs à ces derniers épisodes cristallogénétiques, et leur symétrie correspond généralement à la

forme normalement en équilibre avec le milieu métamorphique encaissant.

C - LES GRANITES D'ANATEXIE LOCALE

C'est le terme utilisé par M. Roques pour désigner des roches granitiques dans lesquelles le grain des minéraux et généralement très développé, et dont le gisement particulier observé dans le Rouergue sous forme de lentilles dans les gneiss oeillés, permet de supposer une liaison étroite entre ces deux formations.

Ces granites d'anatexie locale peuvent avoir une extension très réduite ou constituer des massifs plus développés mais toujours en gisement lenticulaire.

Des granites ainsi définis ont été trouvés dans le Rouergue, la Montagne Noire, les Cévennes, le Haut-Allier et le Haut-Limousin, toujours au sein de gneiss oeillés.

Dans tous les gisements, la symétrie du feldspath potassique qu'ils contiennent est la même que celle des feldspaths des gneiss oeillés associés, c'est-à-dire orthose dans le Haut-Allier et les Cévennes médianes, microcline dans le Haut-Limousin, et microcline à triclinisme intermédiaire dans le Rouergue.

Ainsi, l'étude des feldspaths potassiques de ces granites confirme la liaison entre ces deux formations et leur histoire connexe.

II - LES LEPTYNITES s.l

Sous ce terme sont réunies des roches rencontrées en diverses régions et dont les caractères communs sont les suivants :

- *gisement* : elles constituent des niveaux interstratifiées dans les séries du métamorphisme général ;

- *texture* : la phase feldspath potassique est abondante et les quelques minéraux ferro-magnésiens s'ordonnent plus ou moins selon certains plans ;

- *composition chimique* : elles sont toujours très riches en SiO_2 (plus de 70 %). Selon les critères proposés par P. Davoine (1969), c'est-à-dire $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$, et CaO , on peut répartir ces roches dans les domaines des ortholeptynites et paraleptynites .

Ces leptynites potassiques se trouvent à tous les niveaux du métamorphisme général et ont été cartographiées selon leur gisement et les auteurs, sous le terme de leptynites, d'anatexites leptyniques, d'anatexites leucocrates, gneiss leptyniques, embréchites litées et migmatites leucocrates, etc...

Très souvent, elles ont été considérées comme des migmatites stratoïdes à cause des feldspaths potassiques qu'elles renferment et de la texture anatexique qu'elles peuvent présenter [ex. : anatexite leptynique de St-Yrieix (Haut-Limousin) - anatexite leptynique de Grézieux-la-Varenne (Lyonnais)].

L'étude détaillée des feldspaths potassiques des leptynites choisies en divers gisements fournit des résultats intéressants.

A - OLIGOELEMENTS DES FELDSPATHS POTASSIQUES

Les feldspaths des leptynites de type ortho ont une composition oligo-élémentaire remarquable : ils sont très pauvres en Sr et Ba. Les leptynites de type para ou mixte ont des feldspaths plus riches en Sr et Ba (Lyonnais - Allagnon - Limousin) tendant à se rapprocher de la composition des feldspaths dans les roches métamorphiques d'origine pélitique.

Ces caractères oligoélémentaires respectifs se retrouvent en diverses régions, quel que soit le niveau métamorphique où se situent les leptynites.

Il est difficile de concevoir un phénomène métasomatique s'exerçant dans une grande partie du Massif Central français, à divers niveaux du métamorphisme et aboutissant à cette constance de caractéristiques. Cette dernière trouve par contre une explication très simple dans la communauté du matériel origine.

B - SYMETRIE DES FELDSPATHS POTASSIQUES

La symétrie du feldspath correspond à la forme normalement en équilibre dans le milieu métamorphique encaissant, c'est-à-dire triclinique dans l'épizone et monoclinique dans la catazone. Nous verrons plus loin l'état particulier rencontré dans des leptynites à texture anatexique.

Les leptynites s.l se comportent donc comme de véritables niveaux inclus dans la série métamorphique.

C - SIGNIFICATION DE LA TEXTURE ANATEXIQUE

— La texture anatexique n'est pas liée au niveau métamorphique dans lequel la leptynite (s.l) se situe. En effet, on observe aussi bien une texture anatexique dans la leptynite anatexique de Domeyrat (HA) qui se situe dans la base de l'amphibolite facies, que dans l'anatexite de St-Yrieix (H.L) en gisement dans des gneiss à deux micas, ou dans l'anatexite de Massanges (Haute-Vallée de la Dordogne) en gisement dans des micaschistes à biotite.

— A cette texture, ne correspond pas un feldspath de symétrie définie. A titre d'exemple, on peut citer la symétrie monoclinique observée pour la leptynite anatexique de Domeyrat (HA) et celle triclinique observée pour la leptynite anatexique de St-Yrieix (HL) et de Massanges (Ra).

— La texture anatexique n'implique pas un mélange de deux ou plusieurs matériaux d'origines diverses :

- dans le Bas-Limousin, les feldspaths potassiques de la leptynite de Cabane, et de la leptynite anatexique de Roche-de-Vic, présentent des états structuraux différents qui pourraient témoigner de l'hybridation de la roche, mais le caractère oligoélémentaire constant (et caractéristique de leptynite ortho) écarte cette hypothèse ;

- de plus, la répartition normale des oligoéléments entre feldspath potassique et mica coexistants implique une cristallisation connexe de tous les minéraux.

La répartition de ces faciès anatexiques, quelconque vis à vis du degré métamorphique des terrains, implique que le phénomène qui leur a donné lieu est relativement ubiquiste ; les résultats ci-dessus montrent que le feldspath

potassique a cristallisé dans les conditions thermodynamiques indiquées par les paragenèses minérales des terrains encaissants, et qu'il conserve les teneurs oligoélémentaires caractéristiques du niveau lithologique. Ces faits excluent une origine par anatexie ou par apport de matériel anatectique et suggèrent une simple mobilité quartzo-feldspathique sous l'effet de mobilisant, l'eau chargée en fluor pourrait en constituer un particulièrement actif.

A l'appui de cette interprétation, il faut noter les états structuraux particuliers rencontrés pour certains feldspaths de leptynites anatexiques ou embréchitiques : l'association de microclines intermédiaires et de microclines maximums s'explique par la cristallisation rapide de forme désordonnée métastable dans les conditions de stabilité du microcline, et témoigne donc d'une mobilisation quartzo-feldspathique dans les conditions métamorphiques mésozonales et épizonales.

Ce phénomène de mobilisation qui se produit à une température subeutectique est à rattacher aux réactions submagmatiques et aux transformations minéralogiques hydrothermales aboutissant à une "granitisation" au sens le plus large défini par K.R. Mehnert (1968), c'est-à-dire sans apport obligatoire d'éléments, et avec réutilisation de matériaux préexistants.

III - LES ANATEXITES

Nous en distinguons trois types :

- Anatexites à cordiérite à faciès Aubusson (I) ;
- Anatexites leucocrates (II) ;
- Anatexites de mobilisation (III).

A - ANATEXITES A CORDIERITE A FACIES AUBUSSON (I) ET ANATEXITES LEUCOCRATES (II)

La simple considération du triangle $\text{FeO}+\text{MgO}$, CaO , Na_2O permet de distinguer :

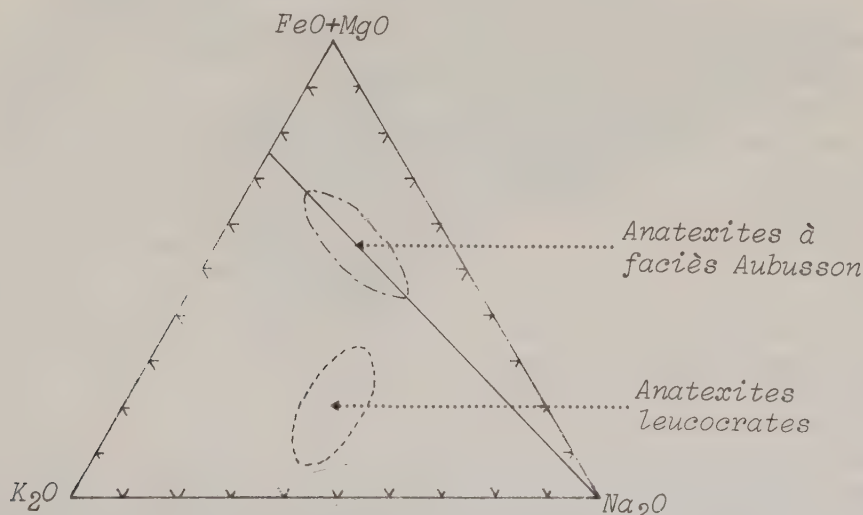


Fig. 66.- Composition des anatexites à faciès Aubusson et des anatexites leucocrates.

- les anatexites à faciès Aubusson (I), riches en Fe et Mg, dont le feldspath potassique est peu abondant et d'origine réactionnelle ; celui-ci est monoclinique et riche en Sr et Ba ;

- les anatexites leucocrates (II) dont le feldspath potassique, assez abondant, est perthitique en film, monoclinique ou à faible triclinisme et contient très peu de Sr et de Ba.

— Les feldspaths de ces deux types d'anatexites sont indiscutablement différents du point de vue oligoélémentaire, car ils occupent sur les diagrammes de corrélation Sr - Ba, les deux pôles de l'ensemble des résultats sur les feldspaths potassiques

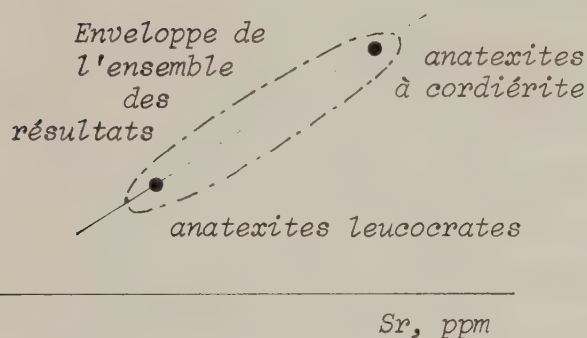


Fig. 67.- Teneurs en Sr et Ba des feldspaths potassiques dans les anatexites à faciès Aubusson et les anatexites leucocrates.

Ces teneurs caractéristiques témoignent d'une origine différente :

- les feldspaths potassiques des gneiss à sillimanite (Allagnon et Haut-Limousin) renferment des teneurs élevées en Sr et Ba comme ceux des anatexites type Aubusson. Ces deux roches ont cristallisé dans des conditions métamorphiques de la base de l'amphibolite faciès, et l'identité des teneurs tient à leur communauté d'origine.

- la composition des feldspaths potassiques des anatexites leucocrates est cohérente avec leur genèse supposée, c'est-à-dire cristallisation à partir d'un magma d'anatexie : l'anatexie différentielle de formations contenant des micas fournit le K nécessaire à la cristallisation d'un feldspath qui, par ailleurs, sera pauvre en Sr et Ba. Ainsi donc, dans une formation granitique leucocrate, la pauvreté du feldspath potassique en Sr et Ba peut témoigner de l'origine anatectique du matériel.

— Le gisement et les domaines respectifs de ces anatexites sont différents :

- gisement fondamental pour les anatexites à cordiérite type Aubusson ;
 - les anatexites leucocrates ne sont pas associées à d'épaisses séries métamorphiques de degré métamorphique moindre. Elles sont bien représentées dans l'Est du Massif Central français, là où les gneiss ocellés qu'elles mordent irrégulièrement sont les mieux développés, ayant ainsi une disposition quelconque par rapport aux divers noyaux métamorphiques définis par J. Jung dans le Massif Central.

— Il n'existe apparemment pas d'intermédiaire entre ces deux types d'anatexites. On trouve ainsi des enclaves d'anatexites à cordiérite type Aubusson dans les faciès de migmatites leucocrates congénères du granite du Velay ; une enclave de migmatite à cordiérite (Tence) a des feldspaths potassiques dont le contenu oligoélémentaire (Rb 304 - Sr 550) est caractéristique des feldspaths que l'on trouve dans les anatexites à cordiérite à faciès Aubusson, bien qu'inclus dans une matière granitique dont les feldspaths ont des propriétés proches de celles rencontrées dans les anatexites leucocrates.

— Les anatexites d'Aubusson en gisement fondamental correspondent aux conditions thermodynamiques de la base de l'amphibolite faciès de basse à moyenne pression, compatible avec le début de l'anatexie, mais ces conditions ne semblent pas avoir été largement dépassées (problème quantité d'eau) et l'anatexie n'est que limitée. Compte tenu de l'épaisseur de 15 à 20 km estimée par M. Roques pour l'ensemble des terrains métamorphiques, le gradient géothermique correspond à environ 45°/km.

Par contre, les anatexites leucocrates bien développées, ont cristallisé sous basse pression (Montagne Noire) et les paragenèses ambiantes traduisent un degré géothermique élevé (200°, pour la Montagne Noire d'après R.D. Schuiling - 150°, dans les Cévennes d'après Q.A. Palm).

On peut résumer cette distinction sur le diagramme P.T proposé par A.T. Zwart à propos des orogènes :

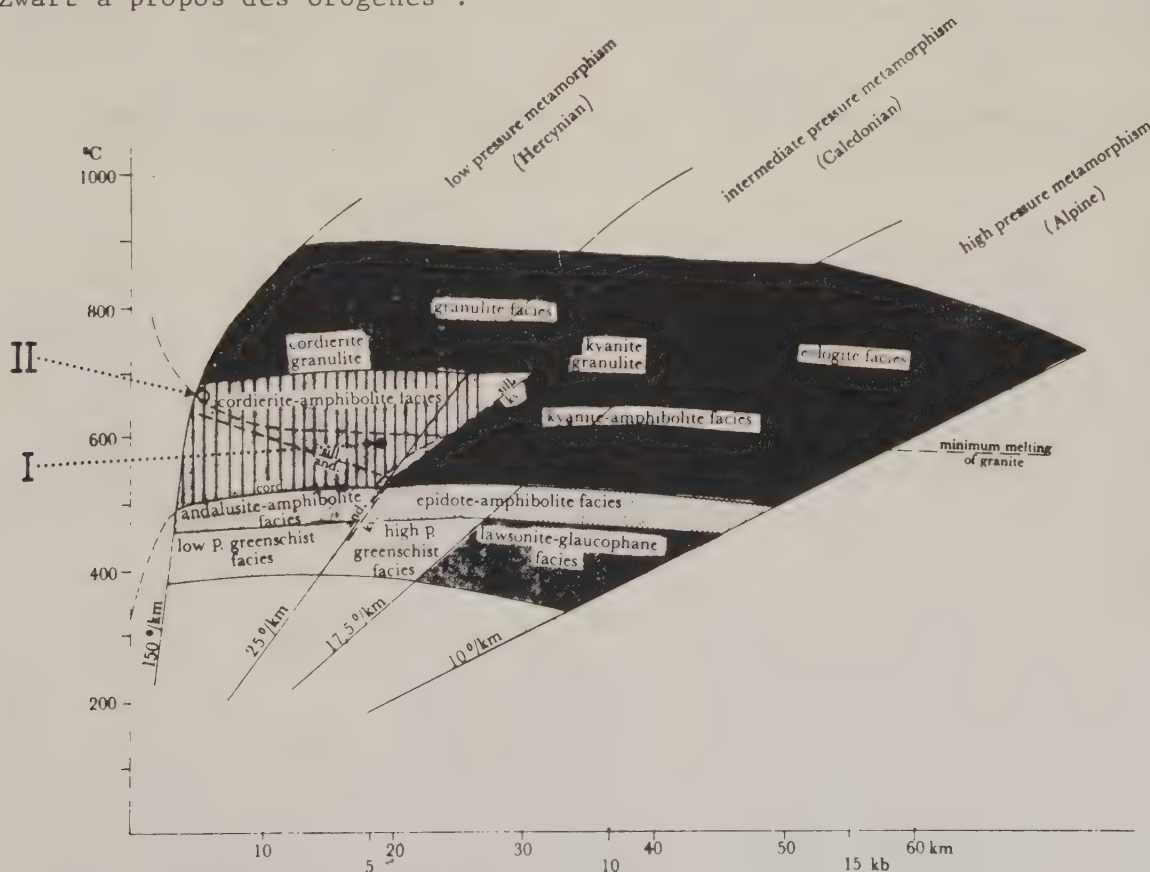


Fig. 68.- Place des anatexites à faciès Aubusson (●, I) et des anatexites leucocrates (○, II) dans les séries de faciès métamorphiques (dans la représentation proposée par Zwart - 1967, p. 304).

Les gneiss d'Aubusson et les anatexites leucocrates occupent deux points opposés dans le champ du cordiérite-amphibolite facies (fig. 68). A.T. Zwart propose une liaison entre les relations P.T du métamorphisme et les différents orogènes : dans cette idée, les anatexites leucocrates appartiennent au cycle hercynien, par contre, les anatexites type Aubusson correspondraient au cycle calédonien ou même antérieur.

B - LES ANATEXITES DE MOBILISATION (III)

Nous renvoyons au chapitre précédent (p.248) à propos des leptynites anatexiques qui constituent la majeure partie des anatexites de mobilisation, aux côtés de certaines formations migmatitiques oeillées.

Nous rappelons ici leurs caractères essentiels pour comparaison directe avec les autres types d'anatexites.

- Elles se présentent à divers niveaux du métamorphisme.

- Les caractères des feldspaths d'état structural (association de microcline intermédiaire et microcline maximum) et oligoéléments, témoignent de la mise en solution d'éléments silico-potassiques dans les conditions mésoszonales ou épizonales probablement à partir d'un matériel préexistant in situ.

Cette mobilisation se réalise en dehors de tout gradient géothermique apparent et doit être liée à la présence d'élément mobilisateur tel que l'eau chargée en F ; cette mobilisation pourrait se réaliser de préférence lors d'un changement dans le régime de pression au cours du métamorphisme (Limousin).

On peut résumer les caractères relatifs de ces 3 types d'anatexites dans un tableau (ci-contre).

Anatexites à cordiérite à faciès Aubusson (I)			Anatexite leucocrate (II)	Anatexites leptyniques de mobilisation (III)
Gisement	fondamental		- non associée à d'épaisses séries métamorphiques de degré métamorphique décroissant - envahissante par rapport au toit	stratoïde en général à un niveau quelconque dans une série métamorphique
Répartition dans le Massif Central français	Noyau arverno-vosgien		- indépendante des noyaux métamorphiques	dans série métamorphique constituant les noyaux
Composition et signification de feldspaths potassiques	réactionnel		Feldspath possible dans tous les niveaux du métamorphisme	
			Composition eutectique ternaire	Composition de leptynites : ortho ou para
Symétrie du feldspath potassique	0		t	M (t + T)
Oligoéléments du feldspath potassique	Sr et Ba abondants Sr/Rb > 1		Sr et Ba très peu	Variable suivant niveau lithologique concerné
Signification	Cristallisation dans milieu métamorphique - faciès pélitique base amphibolite facies		Cristallisation d'un magma élaboré par anatexie différentielle	Mobilisation d'éléments silico-potassiques préexistants sous l'effet d'éléments mobilisants et peut-être à l'occasion de changement de régime
Age possible	Calédonien ou anté		Hercynien	dans les conditions p. du métamorphisme

IV - LES MIGMATITES STRATOÏDES

La majorité des roches à feldspaths potassiques considérées dans cette étude est constituée par des roches que le gisement, la composition minéralogique et la texture avaient fait qualifier de migmatites stratoïdes. Nos résultats montrent que ce terme couvre en fait des roches de nature et d'origine variées. On peut distinguer :

- des roches à orthose, en déséquilibre par rapport au contexte métamorphique encaissant ; c'est le cas des gneiss oeillés I ;

- des roches à microcline ou à orthose, en équilibre avec les terrains métamorphiques dans lesquels elles sont incluses ; c'est le cas des leptynites s.l et des gneiss oeillés II. Cet équilibre peut-être lié directement à la genèse de la roche ou acquis postérieurement lors d'une phase de métamorphisme (ex. : rétromorphose) ;

- des roches ayant subi les effets d'une mobilisation ; c'est le cas de certaines leptynites anatexiques (anatexites III) et de certains gneiss oeillés II.

C O N C L U S I O N S

I - CARACTERES DES FELDSPATHS POTASSIQUES DANS LES ROCHES METAMORPHIQUES

A - ETAT STRUCTURAL DES FELDSPATHS POTASSIQUES

Les points d'intérêt général peuvent se résumer ainsi :

1 - Les caractères structuraux des feldspaths potassiques sont constants au sein d'une unité pétrographique d'une région géographique donnée ;

2 - La composition chimique, les effets mécaniques, et l'âge sont sans relation directe avec l'état structural de feldspaths étudiés ;

3 - Il existe une bonne corrélation entre l'angle des axes optiques et la triclinicité d'un feldspath ;

4 - Les feldspaths de triclinisme moyen sont rares ;

5 - La symétrie des feldspaths potassiques dépend essentiellement des conditions p.t et quantité d'eau présidant à la cristallisation, et à l'évolution postcristallisation.

- La limite du domaine de stabilité orthose - microcline dans les séries métamorphiques varie avec le type de métamorphisme, varie avec le type de métamorphisme, et se situe à la base de l'amphibolite facies. La moindre fréquence de feldspaths de triclinicité moyenne conduit à penser que la transition microcline - orthose est très rapide.

- L'état structural (monoclinique) des feldspaths potassiques de roches plutoniques, intrusives dans un niveau épizonal, est en déséquilibre par rapport aux paragenèses des terrains environnants. Un tel déséquilibre caractérise également certains gneiss oeillés (gneiss oeillés I, voir plus loin).

- Dans les niveaux mésozonaux et épizonaux, divers types structuraux de feldspaths ont été rencontrés, et leurs significations possibles sont les suivantes :

Microcline	Mélanges d'états structuraux variés (M+T) ou (t+T)	Orthose
- Résultat d'une inversion à partir d'une forme primitive	- Mobilisation d'une phase feldspathique suivie d'une cristallisation rapide	- Cristallisation à partir d'un magma
- Cristallisation en équilibre	- Recristallisation partielle d'une forme primitive monoclinique	

6 - Des feldspaths d'états structuraux différents peuvent coexister au sein d'une roche. Nous avons défini les types suivants :

- m feldspaths monocliniques → orthose
- t triclinique à faible indice de triclinicité → type orthose
- T triclinique à grand indice de triclinicité → microcline
- et M mélange de feldspaths d'états structuraux variés
(T + t) ou (T + t).

L'existence de feldspaths potassiques de type M peut être liée :

- soit directement aux conditions de cristallisation du feldspath,
- soit à l'existence de deux ou plusieurs phases feldspathiques indépendantes,
- soit à un réajustement structural incomplet dû à l'effet de conditions thermodynamiques nouvelles s'exerçant postérieurement à la cristallisation.

Des exemples de ces trois cas ont été trouvés au cours de notre étude et seront rappelés plus loin. Seule la considération d'autres éléments permet de trancher entre ces trois possibilités : les oligoéléments en constituant l'un des plus importants.

B - LES OLIGOELEMENTS DES FELDSPATHS POTASSIQUES

1 - Les caractères oligoélémentaires des feldspaths potassiques sont constants au sein d'une unité pétrographique d'une région géographique donnée.

2 - Ces caractères oligoélémentaires sont liés à la nature du matériel origine, à la genèse du feldspath ou au stade de sa cristallisation.

3 - Les caractères oligoélémentaires sont pérennants au cours du métamorphisme ou des événements post-cristallisation qui peuvent affecter une roche.

Cette pérennité se manifeste à toutes les échelles : niveau septum - enclave - minéral.

4 - Il existe une forte corrélation positive entre le Sr et le Ba dans un feldspath potassique et une moins bonne corrélation négative entre Sr et Rb.

5 - Il existe un coefficient de partage du Rb entre phases minérales co-existantes. Ce coefficient de partage est de l'ordre de 2 pour Rb biotite/Rb feldspath potassique, et de 1 pour Rb muscovite/Rb feldspath potassique. Ces coefficients de partage ne semblent pas sensibles aux conditions p.t de cristallisation des minéraux. La distribution du Sr, Ba et Rb entre feldspath potassique et plagioclase ne paraît pas non plus affectée par les conditions p.t.

6 - Il existe des cas de coefficient de partage anormal des oligoéléments entre phases minérales coexistantes. L'anomalie de partage est l'indice d'une histoire pétrogénétique à épisodes et permet de distinguer entre les phases qui sont en équilibre chimique et les autres.

Dans un contexte pétrographique et géologique connu, la considération des teneurs absolues en oligoéléments peut permettre en outre de préciser si les phases hors équilibre sont rélictuelles ou de cristallisation tardive.

C - ETAT STRUCTURAL ET OLIGOELEMENTS DES FELDSPATHS

Symétrie et oligoéléments des feldspaths potassiques représentent donc deux variables indépendantes dont la connaissance combinée permet de préciser s'il y a une ou plusieurs générations, l'ordre de succession et éventuellement leurs conditions respectives de cristallisation (voir tableau récapitulatif, p. 241).

*II - INTERPRETATION PETROGENETIQUE DES FELDSPATHS POTASSIQUES
DANS LE MASSIF CENTRAL FRANCAIS*

Les faciès à feldspaths potassiques étudiés dans le Massif Central français peuvent se classer grossièrement en trois catégories :

- les faciès leptyniques
- les faciès anatexiques
- les faciès oeillés.

A - LES FACIES LEPTYNIQUES

Les leptynites renferment des feldspaths potassiques dont l'état structural correspond au degré métamorphique des terrains encaissants. Leurs caractères oligoélémentaires sont liés à la nature du matériel origine.

Les leptynites (s.l) se comportent donc comme des niveaux interstratifiés dans une série métamorphique, et il n'est pas nécessaire de supposer un apport d'éléments chimiques pour expliquer leur genèse, même lorsqu'elles ont une texture embréchitique ou anatexique (voir plus loin : anatexites leptyniques).

La considération des caractères oligoélémentaires et structuraux des feldspaths potassiques de ces formations-dont la paragenèse minérale est par ailleurs ubiquiste - peut permettre de distinguer les matériaux origines, de préciser leur répartition géographique, et établir un profil de métamorphisme pour une époque donnée.

B - LES FACIES ANATEXIQUES

On en distingue trois types tant sur le plan gisement que feldspaths potassiques (voir tableau comparatif p. 253).

- Anatexites à faciès Aubusson (I). Elles renferment des feldspaths potassiques monocliniques en équilibre avec les paragenèses ambiantes (base amphibolite facies) et riches en Sr et Ba avec $Sr/Rb > 1$.

Elles sont en gisement fondamental et représentent le terme le plus métamorphique du métamorphisme général I, d'âge calédonien ou anté.

- Anatexites leucocrates (II). Les feldspaths potassiques sont monocliniques ou à faible triclinisme (hypo orthoclase), cryptoperthitiques, et remarquablement pauvres en Sr et Ba ; ce dernier caractère peut être attribué à la ségrégation préférentielle de certains éléments liée au processus d'anatexie qui leur a donné naissance. La cristallisation de ces anatexites leucocrates intervient durant le cycle hercynien.

- Anatexites de mobilisation (III). On les trouve à divers niveaux de métamorphisme notamment dans la mésozone. Les caractères structuraux du feldspath potassique - association de microcline intermédiaire et maximum qui est dans ce cas l'indice d'une cristallisation rapide d'une phase désordonnée dans les conditions d'équilibre du microcline - et les caractères oligoélémentaires de ceux-ci, nous conduisent à admettre un phénomène de mobilisation. Celui-ci se réalise en dehors de tout gradient géothermique apparent, probablement sous l'effet de facteurs mobilisants tels que l'eau chargée en F ou autres éléments, et procède essentiellement par réutilisation de matériaux préexistants.

Cette mobilisation qui se réalise peut être à l'occasion de changement dans le régime de pression au cours du métamorphisme est à rapprocher de celui que K.R. Mehnert désigne sous le terme de granitisation au sens le plus large.

C - LES FACIES OEILLES

On peut en distinguer deux types :

- Gneiss oeillés I, à orthose pour lesquels l'état structural du feldspath potassique est en déséquilibre avec les paragenèses du milieu métamorphique encaissant (épizone - mésozone), ce qui suppose une mise en place intrusive. Les caractéristiques pétrographiques et la forme du gisement conduisent à les rapprocher de granites syntectoniques.

- Gneiss oeillés II, à microcline (épizone - mésozone) ou à orthose (catazone) pour lesquels l'état structural du feldspath potassique représente la forme en équilibre avec le milieu encaissant.

Ces caractéristiques sont cohérentes :

- soit avec la présence d'un niveau feldspathique interstrafifié dans la série soumise au métamorphisme,

- soit avec une origine réactionnelle du feldspath potassique dans les conditions catazonales,

- soit avec la présence de gneiss oeillés de type I soumis aux effets d'un métamorphisme postérieurement à leur mise en place.

La distinction entre gneiss oeillés I et gneiss oeillés II basée sur l'état structural de feldspaths potassiques par rapport au contexte métamorphique, peut éclairer certes leurs processus générateurs respectifs, mais aussi leur place respective dans les divers épisodes métamorphiques qui affectent le Massif Central français, puisqu'un gneiss II peut être un gneiss I inclus dans une nouvelle phase de métamorphisme.

La répartition géographique respective des gneiss oeillés I et gneiss oeillés II, leur évolution et leur association avec d'autres faciès confirment cette distinction.

- Les gneiss oeillés type I se rencontrent dans la Montagne Noire, les Cévennes, le Haut-Allier ; ils sont associés à des anatexites leucocrates type II, dont la genèse est rapportée au cycle hercynien. Ces anatexites leucocrates ont cristallisé postérieurement aux gneiss oeillés et en constituent le mur.

- Les gneiss oeillés de type II, se trouvent dans le Lyonnais, le Haut-Limousin, le Bas-Limousin et l'Allagnon. Certains font partie intégrante de la série métamorphique calédonienne ou anté (Allagnon), d'autres ont recristallisé ou ont subi une mobilisation liée à une phase tardive de métamorphisme (voir anatexite type III), mais ne sont pas associés à des anatexites leucocrates II.

Ainsi, la différence entre gneiss I et certains des gneiss II peut être simplement liée à une évolution différentielle au cours du cycle hercynien: les gneiss oeillés I se situant dans la zone d'influence de la migmatisation hercynienne alors que les gneiss oeillés II ont subi les effets du métamorphisme hercynien, dans des conditions plus superficielles conduisant à une recristallisation ou à une mobilisation.

Parmi les roches désignées sous le terme de migmatites stratoïdes et qui constituent la plus grande part des roches étudiées dans cet ouvrage, on est amené à distinguer trois types, dont les deux derniers peuvent représenter un terme d'évolution pour le premier. Ce sont :

- les roches à feldspath potassique en déséquilibre par rapport aux paragenèses métamorphiques encaissantes, et dont nous rapprochons la mise en place de celle de granites syntectoniques (gneiss I) ;

- des roches ayant leur feldspath potassique en équilibre avec le milieu, et qui correspondent à des niveaux initialement présents dans la série ou réajustés lors d'un métamorphisme postérieur à leur mise en place (gneiss II, et leptynites s.l) ;

- et enfin des roches mobilisées sous l'effet probable de fluides (anatexites de mobilisation III), peut-être à l'occasion de changement dans le régime de pression au cours de leur histoire métamorphique.

TABLEAUX DES RESULTATS ANALYTIQUES NOUVEAUX

Les éléments majeurs ont été dosés par voie de chimie humide au Département de Géologie et Minéralogie, par Mesdames J. Sérange, S. Couturié-Pignide et F. Cantagrel. Les résultats sont exprimés en pourcentage poids d'oxydes.

Les éléments mineurs, Pb et Ga, ont été dosés par spectrographie d'émission U V par Madame C. Jamond au Département de Géologie et Minéralogie. Les résultats sont exprimés en ppm.

Les éléments mineurs, Rb, Sr, Ba, Zr, Nb, ont été dosés par fluorescence X, au Département de Minéralogie et Pétrographie de l'Université de Cologne (Allemagne), par Madame J. Mergoïl-Daniel. Les résultats sont exprimés en ppm.

Les études radiocristallographiques ont été réalisées au Département de Géologie et Minéralogie de Clermont par Madame J. Mergoïl-Daniel, avec la collaboration de Monsieur Y. Blanc.

L'extraction des minéraux étudiés dans cet ouvrage a été réalisée par Madame J. Mergoïl-Daniel au Département de Géologie et Minéralogie de Clermont.

M O N T A G N E N O I R E

N° d'analyse	4977	3766	3765	3764	3797
Réf. échant.	MN 37	MN 48	MN 54	MN 56	MN 57B
SiO ₂	74,45	76,45	72,85	70,05	69,00
Al ₂ O ₃	13,50	12,85	13,80	16,30	17,35
Fe ₂ O ₃	0,65	1,20	1,00	0,95	0,70
FeO	0,60	tr.	2,05	1,30	1,90
MgO	0,50	0,65	1,75	2,35	1,50
CaO	0,85	0,85	1,00	1,55	1,25
Na ₂ O	2,85	2,60	2,70	3,15	4,10
K ₂ O	5,50	5,00	4,00	3,85	3,40
TiO ₂	0,35	0,10	0,35	0,20	0,30
P ₂ O ₅	0,10	0,75	0,00	nd	0,35
MnO	tr	tr	0,00	tr	0,05
H ₂ O ⁺	0,40	0,20	0,85	0,75	0,65
H ₂ O ⁻	0,20	0,00	0,10	0,00	0,00
Somme	99,95	100,65	100,45	100,45	100,55

- Gneiss ocellé - MN 37 - D.53 à 100 m au N du carrefour des D.53 et D.68 en allant vers le Bez, Août (81). An 4977 - S. Couturié.
- Anatexite - MN 48 - près Salvergues, Août (34). An 3766 - F. Cantagrel
- Granite à gros grain - MN 54 - Sommet du Pic de Norre (81). An 3765 - F. Cantagrel.
- Gneiss ocellé - MN 56 - Carrière G.C 101 à 6 km au N de Miraval, Massif de Norre (11). An 3764 - F. Cantagrel.
- Embréchite ocellée - MN 57 B - D.54 à 2,4 km au SE de Mazamet, vallée de l'Arnette, Massif de Norre (81). An 3797 - S. Couturié.

M O N T A G N E N O I R E

N° d'analyse	3768	3767	3748	3749	3806
Réf. échant.	MN 53c	MN 53d	MN 56a	MN 56c	MN 56d
SiO ₂	68,10	65,95	68,70	66,00	65,50
Al ₂ O ₃	17,90	19,70	16,90	19,95	21,60
Fe ₂ O ₃	0,50	0,30	0,40	0,50	0,80
FeO	0,30	0,70	0,35	0,45	tr
MgO	0,70	0,85	2,20	0,90	0,60
CaO	0,70	0,85	2,30	1,50	0,85
Na ₂ O	2,20	2,30	2,60	2,30	2,90
K ₂ O	7,50	7,70	5,30	7,80	8,30
TiO ₂	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
P ₂ O ₅	1,00	0,55	0,10	0,60	nd
MnO	tr	tr	tr	tr	tr
H ₂ O ⁺	0,30	0,40	0,40	0,45	0,25
H ₂ O ⁻	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Somme	99,30	99,40	99,35	100,55	100,90

- Oeil feldspathique - MN 53 c - Gneiss oeillé. Entrée des gorges d'Héric, Août (34). An 3768 - F. Cantagrel.
- Oeil feldspathique - MN 53 d - Gneiss oeillé. Entrée des gorges d'Héric, Août (34). An 3767 - F. Cantagrel.
- Oeil feldspathique - MN 56 a - Gneiss oeillé. Carrière G.C 101 à 6 km au N de Miraval, Massif de Norre (11). An 3748 - S. Couturié.
- Oeil feldspathique - MN 56 c - Gneiss oeillé. Carrière G.C 101 à 6 km au N de Miraval, Massif de Norre (11). An 3749 - S. Couturié.
- Oeil feldspathique - MN 56 d - Gneiss oeillé. Carrière G.C 101 à 6 km au N de Miraval, Massif de Norre (11). An 3806 - F. Cantagrel.

MONTAGNE NOIRE

N° d'analyse	3758	4102	4976	3747	3746
Réf. échant.	MN 58	MN 64	MN 89	MN 52	MN 53a
SiO ₂	73,25	75,45	75,85	64,35	64,25
Al ₂ O ₃	14,30	14,95	11,75	20,25	20,05
Fe ₂ O ₃	0,70	0,20	1,05	0,40	0,45
FeO	0,80	0,15	0,95	0,20	0,45
MgO	1,45	0,55	1,35	1,05	1,70
CaO	0,90	1,10	0,55	0,75	0,95
Na ₂ O	2,25	3,25	2,60	2,30	3,10
K ₂ O	4,75	4,50	4,75	9,10	8,00
TiO ₂	0,40	0,05	0,20	0,10	0,10
P ₂ O ₅	0,65	0,30	0,30	0,40	0,10
MnO	0,05	-	tr	tr	tr
H ₂ O ⁺	0,45	0,30	0,35	0,25	0,35
H ₂ O ⁻	0,00	-	0,20	0,00	0,05
Somme	99,95	100,80	99,90	99,15	99,55

- Anatexite à sillimanite et grenats - MN 58 - D.68 à 2,3 km E d'Anglès, Août (81). An 3758 - S. Couturié.
- Anatexite leucocrate - MN 64 - N.607 à 4,5 km au N de la Salvetat, Août (34). An 4102 - S. Couturié.
- Gneiss oeilé des Cammazes - MN 89 - Carrière du Sor, route des Cammazes à Durfort à mi-chemin (81). An 4976 - S. Couturié.
- Oeil feldspathique - MN 52 - Gneiss oeilé. Gorges d'Héric, Août (34). An 3747 - S. Couturié.
- Oeil feldspathique isolé du reste de la roche - MN 53a - Gneiss oeilé. Entrée des Gorges d'Héric, Août (34). An 3746 - S. Couturié.

HAUT - ALLIER - CEVENNES M E D I A N E S

N° d'analyse	3620	3573	3094	3093
Réf. échant.	HA 3	HA 5	HA 16	CM 5
SiO ₂	73,30	74,15	68,90	73,20
Al ₂ O ₃	13,45	15,00	16,05	13,45
Fe ₂ O ₃	0,50	0,65	0,75	0,95
FeO	1,60	0,65	1,90	1,15
MgO	1,10	0,95	0,45	0,50
CaO	1,40	1,10	1,05	0,35
Na ₂ O	2,70	3,20	4,35	3,10
K ₂ O	4,20	3,40	3,80	4,80
TiO ₂	0,25	0,10	0,25	0,20
P ₂ O ₅	0,25	0,10	0,35	0,15
MnO	0,05	0,05	0,05	tr
H ₂ O ⁺	0,60	1,15	1,20	1,30
H ₂ O ⁻	0,10	0,30	0,10	0,10
Somme	99,50	100,80	99,20	99,25

- Gneiss oeillé - HA 3 - Arc de Fix - Col de Fix St-Geney's, N.102 à 1 km au NO du sommet (43). An 3620 - S. Couturié. (ppm, Sr 85, Rb 200, Ba 580).
- Anatexite largement cristallisée - HA 5 - D.40 joignant Fix St-Geney's à Allègre, à 3 km au SO Allègre (43). An 3573 - F. Cantagrel.
- Granite gros grain - HA 16 - N.102 à 2 km au N de Langogne (48). An 3094 - J. Orliac.
- Granite à biotite de Rocles - CM 5 - D.24, route de Lutte à Joannas, 2 km à l'O de Lutte (07). An 3093 - J. Orliac.

HAUTE VALLEE DE LA DORDOGNE

HAUTE VALLEE DU CHAVANON

N° d'analyse	3896	3895	3897	4053	4052
Réf. échant.	CH 1	CH 2	CH 3	Ra 3	Ra 5
SiO ₂	73,15	66,05	68,50	74,30	74,75
Al ₂ O ₃	13,50	16,05	14,95	11,90	12,80
Fe ₂ O ₃	0,70	0,85	0,75	1,35	1,10
FeO	1,15	3,50	2,80	1,45	0,95
MgO	1,10	2,25	2,65	1,15	0,80
CaO	1,30	3,55	2,75	1,40	0,95
Na ₂ O	3,00	2,90	3,00	3,05	2,95
K ₂ O	4,20	2,50	2,90	4,35	4,35
TiO ₂	0,25	0,50	0,50	0,35	0,20
P ₂ O ₅	0,70	0,50	0,45	0,30	0,40
MnO	0,05	0,10	0,10	tr	0,00
H ₂ O ⁺	0,80	0,75	0,60	0,60	0,65
H ₂ O ⁻	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00
Somme	100,00	99,50	99,95	100,20	99,90

- Leptynite anatexique rose - CH 1 - Carrière SO de Combrailles entre Montaurier et St-Etienne des Champs (63). An 3896 - S. Couturié.
- Anatexite à biotite - CH 2 - Carrière de Villesbroux N.687 entre Lastic et Bourg-Lastic (63). An 3895 - S. Couturié.
- Anatexite à biotite - CH 3 - Carrière de Montelbouilloux au N de Feyt (19) An 3897 - S. Couturié.
- Leptynite - Ra 3 - N.122, 300 m au S de Manaranche (63). An 4053 - S. Couturié.
- Leptynite anatexique - Ra 5 - 200 m au S de Massanges près Méjanesse (63) An 4052 - S. Couturié.

H A U T - L I M O U S I N

N° d'analyse	3574	3572	3573	3941	3617
Réf. échant.	HL 5	HL 12	HL 16	HL 22	HL 29
SiO ₂	72,00	71,20	74,15	74,65	57,10
Al ₂ O ₃	14,40	16,65	15,00	13,30	23,20
Fe ₂ O ₃	0,55	0,80	0,65	0,55	1,10
FeO	1,15	1,95	0,65	1,30	6,30
MgO	1,10	1,05	0,95	1,45	3,45
CaO	1,25	1,15	1,10	1,00	0,75
Na ₂ O	2,95	2,75	3,20	2,45	1,20
K ₂ O	4,05	3,80	3,40	3,95	2,85
TiO ₂	0,25	0,35	0,10	0,10	0,80
P ₂ O ₅	0,20	0,15	0,10	0,30	0,10
MnO	0,05	tr	tr	0,00	0,20
H ₂ O ⁺	0,80	0,45	1,15	0,80	1,75
H ₂ O ⁻	0,30	0,15	0,30	0,00	0,95
Somme	99,05	100,45	100,75	99,85	99,65

- Embréchite oeillée type du Haut Limousin - HL 5 - Crête du barrage sur le Thaurion, à 1,5 km en amont de St-Martin de Terressus, Massif du Thaurion (87). An 3574 - S. Couturié. (ppm, Sr 108, Rb 208, Ba 705).
- Leptynite embréchitique à amphibole - HL 12 - près Chénevières à 3,5 km au NO des Cars, Massif de Gorre (87). An 3572 - F. Cantagrel.
- Leptynite embréchitique - HL 16 - Carrière S de Meuzac, Massif de Meuzac (87). An 3573 - F. Cantagrel.
- Leptynite anatexique - HL 22 - Carrière Martineix, près D.16 reliant Fleix à Cheissoux, à 2 km au S de Cheissoux, Massif de Chateauneuf la Forêt (domaine médian) (87). An 3941 - S. Couturié.
- Anatexite à cordiérinite type Magnac Laval - HL 29 - à 3 km au NE du Dorat sur v.o joignant D.88 et D.91, carrière près du Moulin de la Barre sur la Brême (87). An 3617 - S. Couturié.

HAUT-LIMOUSIN

N° d'analyse	4033	3568	3114	4034	4054
Réf. échant.	HL 31	HL 35	HL 36	HL 37	HL 40
SiO ₂	73,95	65,60	65,60	73,70	75,20
Al ₂ O ₃	13,10	16,15	16,35	13,05	12,20
Fe ₂ O ₃	0,75	1,35	0,50	0,45	0,65
FeO	1,30	4,05	4,35	1,50	0,65
MgO	1,25	3,20	2,00	0,50	1,20
CaO	1,15	1,40	1,65	1,10	1,45
Na ₂ O	2,65	2,30	2,80	3,10	3,25
K ₂ O	4,30	2,55	3,40	4,60	4,00
TiO ₂	0,30	0,60	0,35	0,25	0,10
P ₂ O ₅	0,45	0,20	0,15	0,40	0,45
MnO	0,05	0,05	0,05	tr	0,05
H ₂ O ⁺	0,55	1,70	2,10	0,30	0,60
H ₂ O ⁻	0,25	0,10	0,25	0,25	0,15
Somme	100,05	99,25	99,55	99,20	99,95

- Leptynite anatexique de Lanneau - HL 31 - Carrière du Moulin de Lanneau sur D.49 à 1 km au NO de Peyrat de Bellac, Massif de St-Sornin la Marche, (87). An 4033 - F. Cantagrel.
- Gneiss à biotite et sillimanite - HL 35 - D.39, à 4 km au SE de St-Léonard de Noblat, près du Monastère de Lartige (87). An 3568 - S. Couturié.
- Anatexite à cordiérite, type Aubusson - HL 36 - Carrière du Roi, près Aubusson (23). An 3114 - S. Couturié. (ppm, Sr 180, Rb 137).
- Leptynite anatexique - HL 37 - Carrière de Pagnac au N de St-Yrieix sous Aix, rive droite de la Vienne (27). An 4034 - F. Cantagrel.
- Leptynite Rochechouart faciès Combard - HL 40 - Carrière Combard à 3 km SE de Rochechouart sur D.41 (87). An 4054 - S. Couturié.

R O U E R G U E

N° d'analyse	3618	3780	3062	3063	3796	3115
Réf. échant.	R 1	R 1a	R 7	R 8	R 10	R 28
SiO ₂	72,25	71,05	70,35	68,40	62,15	70,50
Al ₂ O ₃	13,95	14,70	14,35	15,15	21,10	15,20
Fe ₂ O ₃	0,65	0,40	0,75	0,65	0,30	0,30
FeO	1,75	1,00	2,25	2,25	tr	2,25
MgO	1,75	1,00	0,95	1,70	1,30	1,10
CaO	1,20	0,90	1,65	1,20	0,85	1,05
Na ₂ O	2,95	3,05	3,60	2,30	2,20	3,00
K ₂ O	3,45	6,40	4,90	5,60	11,20	5,20
TiO ₂	0,30	0,20	0,30	0,35	0,05	0,30
P ₂ O ₅	0,20	nd	0,40	0,35	0,50	0,20
MnO	0,05	nd	0,05	0,05	tr	0,05
H ₂ O ⁺	0,60	0,30	0,60	1,00	0,55	0,25
H ₂ O ⁻	0,00	0,10	0,15	0,10	0,00	0,20
Somme	99,10	99,10	100,40	99,10	100,20	99,60

- Gneiss ocellé - R 1 - Lieu-dit Moulin de Mathieu, 1,5 km NNE de Curan, sur D.95, Lézou (12). An 3618 - S. Couturié. (ppm, Sr 107, Rb 165, Ba 840).
- Oeil isolé du gneiss ocellé - R 1 a - Moulin de Mathieu, 1,5 km NNE de Curan sur D.95, Lézou (12). An 3780 - J. Orliac.
- Anatexite gros grain - R 7 - N.593 à 2,8 km au N de Montjoux, Lézou (12). An 3062 - S. Couturié.
- Granite du Pinet - R 8 - D.510 entre pont suspendu sur le Tarn et Ayssènes, rive droite du Tarn (12). An 3063 - S. Couturié.
- Mégacristal feldspathique dans granite gros grain - R 10 - D.44 à 3,5 km au NE de Villefranche de Panat, près Coupiaguet, Lézou (12). An 3796 - S. Couturié.
- Anatexite gros grain - R 28 - N.593, 600 m au S de Salles Curan, Lézou (12). An 3115 - S. Couturié.

MONTAGNE NOIRE

Réf. échant.	MN 4	MN 5	MN 6 (1)	MN 6 (2)	MN 6 (3)	MN 6 a	MN 6 b	MN 7	MN 8 (1)	MN 8 (2)
P	14	35	0	0	10	0	20	0	0	0
Sr	nd	0	300	nd	nd	315	140	nd	280	332
Rb	"	640	295	"	"	360	445	"	258	282
Ba	"	130	4840	"	"	8000	1525	"	5105	6360
Pb	"	36	85	"	"	nd	nd	"	78	83
Ga	"	14,5	19	"	"	"	"	"	17,5	16,5
K ₂ O	nd	10,00	12,20	nd	nd	nd	nd	nd	11,60	10,20
Na ₂ O	"	2,55	1,65	"	"	"	"	"	2,20	2,20
CaO	"	0,13	0,21	"	"	"	"	"	0,34	0,34
Or	nd	71	81	nd	nd	nd	nd	nd	75	73

- MN 4 - Gneiss oeillé à yeux espacés. Entrée des Gorges d'Héric (34). DX 93.
- MN 5 - Pegmatite associée à MN 4. Entrée des Gorges d'Héric (34). An 2671, DX 89.
- MN 6 (1) - Gneiss oeillé : faciès type. Gorges d'Héric (34). An 3007, DX 32
- MN 6 (2) - Gneiss oeillé : faciès type. Gorges d'Héric (34). DX 1747.
- MN 6 (3) - Gneiss oeillé : faciès type. Gorges d'Héric (34). DX 1756.
- MN 6 a - Oeil feldspathique : partie centrale. Gorges d'Héric (34). DX 1942
- MN 6 b - Oeil feldspathique (le même que MN 6 a) : écorce. Gorges d'Héric (34). DX 1943.
- MN 7 - Pegmatite associée à MN 6 (34). DX 99.
- MN 8 (1) - Gneiss oeillé : faciès type. Gorges d'Héric (34). An 2670, DX 112
- MN 8 (2) - Gneiss oeillé : faciès type. Gorges d'Héric (34). An 2669, DX 117

M O N T A G N E N O I R E

Réf. échant.	MN 9	MN 10	MN 11	MN 12	MN 13 (1)	MN 13 (2)	MN 14	MN 15	MN 16	MN 18
P	r.e	0	0	0	0	16	16	0	0	r.e
Sr	258	nd	300	360	320	nd	nd	297	nd	140
Rb	278	"	258	301	288	"	"	260	"	370
Ba	3800	"	5060	6270	5820	"	"	6135	"	1300
Pb	67,5	"	74,5	120	121	"	"	84,5	"	87,5
Ga	16	"	18	24	21	"	"	13,5	"	16,5
K ₂ O	nd	nd	11,80	11,40	11,90	nd	nd	11,20	nd	11,90
Na ₂ O	"	"	2,00	2,10	2,10	"	"	1,80	"	2,30
CaO	0,46	"	0,32	0,25	0,21	"	"	0,25	"	0,10
Or	nd	"	77	76	77	"	"	78	78	76

- MN 9 - Gneiss ocellé : faciès type. Gorges d'Héric (34). DX 81.
- MN 10 - " " " " " " " DX 198.
- MN 11 - " " " " " " " An 3005, DX 199.
- MN 12 - " " " " " " " An 2151, DX 200.
- MN 13 (1) " " " " " " " An 2668, DX 201.
- MN 13 (2) " " " " " " " DX 202.
- MN 14 - " " " " " " " DX 203.
- MN 15 - " " " " " " " An 3008, DX 205.
- MN 16 - " " " " " " " DX 206.
- MN 18 - Pegmatite à muscovite. Gorges d'Héric (34). An 2667, DX 207.

MONTAGNE NOIRE

Réf. échant.	MN 19	MN 20 (1)	MN 20 (2)	MN 21 (1)	MN 21 (2)	MN 22	MN 23	MN 26	MN 27	MN 29
P	0	0	0	0	0	0	0	0	17	T 83
Sr	292	348	254	362	25	260	365	nd	nd	95
Rb	265	322	318	292	272	347	278	"	"	370
Ba	5090	6990	5600	8070	160	5645	7325	"	"	860
Pb	95	nd	67,5	nd	84,5	75	96	"	"	nd
Ga	24,5	"	25,5	"	18	20,5	17	"	"	"
K ₂ O	9,80	10,00	nd	11,80	nd	10,80	10,80	nd	nd	11,20
Na ₂ O	2,00	2,00	"	1,80	"	2,00	1,90	"	"	1,80
CaO	0,30	0,26	"	0,20	"	0,24	0,26	"	"	0,26
Or	74	77	nd	79	nd	76	77	nd	nd	78

- MN 19 - Gneiss oeillé. D.14 route Olargues à Fraisse à 2,5 km au NO d'Olargues (34). An 2598, DX 91.
- MN 20 (1) - Yeux feldspathiques dans faciès anatexique. D.14, route d'Olargues à Fraisse, en se rapprochant du Col du Poirier (34). An 2597, DX 209.
- MN 20 (2) - Oeil recristallisé, même localisation que ci-dessus. DX 1938.
- MN 21 (1) - Oeil feldspathique dans matrice anatexique. N.607 à 1,2 km au SO du sommet du Col du Cabaretou, Août (34). An 2599, DX 95.
- MN 21 (2) - Matrice anatexique. N.607 à 1,2 km au SO du sommet du Col du Cabaretou, Août (34). DX 1759.
- MN 22 - Oeil feldspathique. N.607 à 500 m au SO du sommet du Col du Cabaretou (34). An 2600, DX 210.
- MN 23 - Gneiss oeillé à yeux largement développés. D.165 au N de Labastide-Rouairoux, au N de Larroque Août (81). An 2601, DX 192.
- MN 26 - Gneiss oeillé. D.63 joignant St-Amans Valtoiret au Vintrou, vallée de l'Août, près le Banquet (81). DX 211.
- MN 27 - Pegmatite à tourmaline associée à MN 26. DX 212.
- MN 29 - Embréchite oeillée. D.54 à 2 km au SE de Mazamet, vallée de l'Arnette, Massif de Norre (81). An 2602, DX 637.

M O N T A G N E N O I R E

Réf. échant.	MN 31	MN 32 (1)	MN 32 (2)	MN 33	MN 34	MN 35 (1)	MN 35 (2)	MN 36	MN 37	MN 39
P	77	T 95	T 88	T 91	T 91	T 85	T 83	28	31	30
Sr	215	252	295	nd	nd	196	167	89	43	157
Rb	302	322	325	"	"	430	385	940	510	465
Ba	2465	2615	4600	"	"	2690	2550	580	1080	1545
Pb	nd	77	90	"	"	nd	nd	66,5	38	71,5
Ga	nd	13,5	15,5	"	"	"	"	14,5	14,5	15
K ₂ O	10,00	11,80	nd	nd	9,40	10,40	nd	nd	12,60	9,40
Na ₂ O	2,20	1,60	"	"	0,70	2,60	"	"	1,90	1,80
CaO	0,33	0,33	"	"	0,35	0,27	"	"	0,18	0,32
Or	73	80	nd	nd	85	70	nd	nd	79	75

- MN 31 - Leptynite anatexite. Carrefour D.54 avec v.o allant sur les Yès. Massif de Norre (81). An 2603, DX 641.
- MN 32 (1) - Gneiss oeillé. V.o joignant D.54 à Labastide Espabairénque, au S du carrefour avec le v.o allant vers Roquerlan, 300 m au N de la limite de département, Massif de Norre (81). An 2604, DX 640.
- MN 32 (2) - Oeil isolé. Même localisation que ci-dessus. DX 639.
- MN 33 - Gneiss oeillé. v.o joignant D.54 à Labastide-Espabairénque à 300 m au N de Fournès. Massif de Norre (11). DX 216.
- MN 34 - Gneiss oeillé. D.101 joignant Miraval à la N.118 à 2 km au N de Miraval, Massif de Norre (11). DX 218.
- MN 35 (1) - Anatexite oeillée. N.118 - 2 km au S de Mazamet. Point de vue sur l'Arnette, Massif de Norre (81). An 2605, DX 1748.
- MN 35 (2) - Anatexite oeillée. Même localisation que ci-dessus. DX 1732.
- MN 36 - Granite diadysitique. D.53 à 2 km à l'ESE du Bez. Massif de l'Agoût (81). DX 642.
- MN 37 - Gneiss oeillé à allure d'orthogneiss. D.53 à 100 m au N du carrefour du D.53 et du D.68 en allant vers le Bez, Agoût (81). An 2606, DX 213.
- MN 39 - Embréchite à 2 micras type Lacaune. N.607, à 3 km au N d'Escande, Agoût (81). An 2607, DX 222.

M O N T A G N E N O I R E

Réf. échant.	MN 40	MN 41	MN 42	MN 53	MN 54	MN 55	MN 56 (1)	MN 56 (2)	MN 57 b	MN 58
P	35	20	30	nd	$\frac{T}{78}$	87	$\frac{(T+t)}{92}$	$\frac{T}{83}$	$\frac{T}{86}$	15
Sr	157	167	58	110	308	225	230	100	145	103
Rb	530	410	500	645	315	318	403	540	395	380
Ba	1380	1110	630	2350	6400	2350	4750	1475	1600	800
Pb	61	76	47	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ga	15	16	20	"	"	"	"	"	"	"
K ₂ O	12,60	10,80	10,65	nd	nd	nd	10,50	nd	nd	nd
Na ₂ O	1,90	2,40	3,00	"	"	"	1,45	"	"	"
CaO	0,13	0,25	0,15	"	"	"	0,55	"	"	"
Or	80	73	69	nd	nd	nd	77	nd	nd	nd

- MN 40 - Granite d'anatexie. N.607, 1 km au N d'Escande, Agoût (81). An 2635 DX 223.
- MN 41 - Anatexite nébulitique. N.607, 1 km au N de La Salvetat, Agoût (34). An 2636, DX 224.
- MN 42 - Anatexite leucocrate. D.510, 6 km à l'E de La Salvetat, Agoût (81). An 2637, DX 220.
- MN 53 - Filonnet granitique dans gneiss oeillé. Entrée des Gorges d'Héric, Agoût (34). DX 1897.
- MN 54 - Granite gros grain. Sommet du Pic de Norre, Norre (81). DX 1346.
- MN 55 - Leptynite embréchitique oeillée. Route nouvelle sommet du Pic de Norre à Pradelles, Massif de Norre (81). DX 1763.
- MN 56 (1) - Gneiss oeillé. 1) oeil feldspathique. Carrière G.C 101 à 6 km au N de Miraval, Massif de Norre (11). An 3744, DX 1345.
- MN 56 (2) - Gneiss oeillé. 2) Partie gneissique. Même localisation que ci-dessus. DX 1343.
- MN 57 b - Gneiss oeillé. D.54, à 2,4 km au SE de Mazamet, vallée de l'Arnette, Massif de Norre (81). DX 1382.
- MN 58 - Anatexite à sillimanite et grenats. D.68 à 2,3 km à l'E d'Anglès, Agoût (81). DX 1760.

M O N T A G N E N O I R E

Réf. échant.	MN 64	MN 65	MN 66	MN 69	MN 70	MN 71 (1)	MN 71 (2)	MN 71 (3)	MN 72	MN 73
P	40	17	19	15	15	23	24	29	24	20
Sr	218	170	44	233	nd	163	72	24	155	195
Rb	390	395	460	305	"	340	430	458	410	385
Ba	2100	1175	316	4400	"	3990	1050	580	1900	3800

- MN 64 - Anatexite. N.607, à 4,5 km au N de La Salvetat, Août (34). DX 1934
- MN 65 - Granite d'anatexie. N.607, 2 km au N de La Salvetat, Août (34). DX 1723.
- MN 66 - Anatexite leucocrate. D. 150, 7 km au NE de La Salvetat, Août (81) DX 1831.
- MN 69 - Granite d'anatexie à mégacristaux feldspathiques. D.169, à 3,5 km au S de Villelongue, Août (81). DX 1925.
- MN 70 - Gneiss oeillé. Route forestière joignant Douch au D.53 allant à Salvergues, Août (34). DX 1755.
- MN 71(1)-Gneiss oeillé anatexique. 1) Oeil feldspathique. Route forestière joignant Douch au D.53 allant à Salvergues, Août (34). DX 1939.
- MN 71 (2) - 2) Partie granitique envahissant le gneiss oeillé. Même localisation que ci-dessus. DX 1939.
- MN 71 (3) - 3) Anatexite leucocrate. Même localisation que ci-dessus. DX 1947.
- MN 72 - Anatexite avec bouffées nébulitiques. D.53, 500 m au N de Salvergues, Août (34). DX 1937.
- MN 73 - Anatexite plus ou moins oeillée. D.53, 500 m au N de Salvergues, Août (34). DX 1948.

M O N T A G N E N O I R E

Réf. échant.	MN 76 (1)	MN 76 (2)	MN 79 (1)	MN 79 (2)	MN 84	MN 86	MN 89	MN 95	MN 96	MN 100
P	0	0	37	20	93	87	100	81	82	93
Sr	250	265	0	78	315	147	64	312	380	55
Rb	288	305	980	940	250	382	485	270	260	400
Ba	3850	4000	58	640	7000	3100	1100	6800	6400	1575

- MN 76 (1) - Oeil feldspathique monocristallin dans matrice granitique. D.14 au N d'Olargues à 6,2 km en allant vers Col de Fontfroide, Août (34). DX 1944.
- MN 76 (2) - Oeil polycristallin dans matrice granitique. Même localisation que ci-dessus. DX 1945.
- MN 79 (1) - Aplite à grenat dans gneiss à muscovite. Entrée Gorges d'Héric, Août (34). DX 1940.
- MN 79 (2) - Gneiss à muscovite. Entrée des Gorges d'Héric, Août (34). DX 1941.
- MN 84 - Gneiss oeilé. D.88, 300 m à l'E du carrefour avec v.o allant à Lacabarède à environ 2 km au S de Lacabarède, Norre (81). DX 1746.
- MN 86 - Gneiss oeilé. D.54, vallée de l'Arnette, 2 km au SE de Mazamet, Norre (81). DX 1751.
- MN 89 - Gneiss oeilé des Cammazes. Route des Cammazes à Durfort, à mi-chemin, Sorézois (81). DX 1744.
- MN 95 - Granite de Saissac. C.C 12, à 3,3 km au N de Saissac (81).
- MN 96 - Granite des Martyrs. Carrefour N.118 avec route allant à Montagnès (81). DX 1752.
- MN 100 - Granite du Mendic. D.8 Le Bousquet à Truscas près Serieys (34). DX 1746.

H A U T - A L L I E R

Réf. échant.	A 2	A 3	A 4	A 5	A 6	A 7	A 8
P	74	33	0	37	26	21	17
Sr	325	255	820	180	557	670	560
Rb	362	357	330	280	235	255	270
Ba	3300	4000	6000	2400	5500	5800	4750
Pb	111	nd	80	67	64	60	66
Ga	15	"	18,5	18,5	16	14	16
K ₂ O	14,60	13,40	14,00	13,60	12,40	13,40	13,00
Na ₂ O	1,50	2,40	1,80	2,20	2,50	2,00	2,00
CaO	0,490	0,305	0,339	0,165	0,215	0,360	0,192
Or	82	76	89	79	75	78	80

- A 2 - Granite de Charbonnier. Carrière sur D.76 reliant N.9 à Charbonnier, sortie NO de Charbonnier (63). An 2973, DX 490.
- A 3 - Granite tardimigmatitique. Carrière N.9, à 900 m au S de Lempdes (43) An 3019, DX 492.
- A 4 - Anatexite à cordiérite faciès Aubusson. Carrière N.9 à 900 m au S de Lempdes (43). An 3020, DX 575.
- A 5 - Anatexite claire. Sous arête rocheuse supportant le château de Léotoing, sur N.9 à 6 km au SO de Léotoing (43). An 2983, DX 493.
- A 6 - Anatexite schisteuse. Léotoing, sur N.9 à 6,100 km au SO de Léotoing (43). An 2974, DX 494.
- A 7 - Leptynite embréchitique. N.9, grand virage après château de Léotoing (43). An 2975, DX 495.
- A 8 - Anatexite schisteuse à sillimanite. N.9 à 150 m au S de Torsiac (43). An 2976. DX 496.

H A U T - A L L I E R

Réf. échant.	A 9	A 10	A 11	A 12	A 13	A 15	A 16
P	0	0	12	12	14	10	0
Sr	590	1125	188	480	232	340	137
Rb	290	225	322	210	330	192	580
Ba	5980	8800	2900	5990	3480	6300	2340
Pb	100	78	79	74	nd	50,5	nd
Ga	16,5	20,5	15,5	14,5	nd	14,5	nd
K ₂ O	13,60	12,60	12,60	8,20	14,60	13,40	14,40
Na ₂ O	1,90	2,20	2,00	3,00	2,40	1,80	1,70
CaO	0,184	0,368	0,252	0,168	0,303	0,290	0,155
Or	80	77	80	60	78	80	83

- A 9 - Filonnets feldspathiques. N.9 à 1 km au S de Torsiac (43). An 2977, DX 573.
- A 10 - Gneiss à biotite et sillimanite. A 1 km au S du Babory par N.9, le long de la voie ferrée (43). An 2982, DX 497.
- A 11 - Leptynites embréchitiques. N.9, grand virage de Grenier Montgon (43) An 2978, DX 498.
- A 12 - Gneiss à biotite et à sillimanite. N.588, S Massiac, poteau électrique 270. (15). An 2980, DX 499.
- A 13 - Leptynite embréchitique. N.588 à 2 km au N de Molompize entre La Roche et Aurouze (15). An 2973, DX 500.
- A 15 - Granite de Ferrières. D.14 de Ferrières - Ste Mary à Peyrusse, à 1,5 km au NO de Ferrières (15). An 3015, DX 501.
- A 16 - Granite tardimigmatitique de Pont du Vernet. N.588 à 5,500 km au NE de Neussargues (15). An 3021, DX 502.

H A U T - A L L I E R

H A U T E V A L L E E D U C H A V A N O N

H A U T E E T M O Y E N N E D O R D O G N E

Réf. éch.	DCH 38	DCH 137	DCH 141-143	CH 1	CH 2	CH 3	Ra 3	Ra 5	PT 1	PT 2
P	8	8	17	35	0	13	$\underline{t} + T$	$\overset{T}{T}$ 70	38	54
Sr	240	175	126	205	265	225	95	79	91	178
Rb	325	360	380	370	238	260	550	630	435	425
Ba	3800	3400	620	2050	6000	4500	2300	960	1030	1630
Pb	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	58
Ga	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	16

- DCH 38 - Gneiss leptynique. 500 m à l'O de Ste-Alyre-es-Montagne (63). DX 1400.
- DCH 137 - Leptynite anatexite Vauclair. N.588, 150 m à l'E du grand virage au lieu-dit La Grange, entre La Chapelle Vauclair et Ferrières Ste-Mary (15). Prélèvement et extraction D. Chaillou). DX 1399.
- DCH 141-143 - Leptynite embréchitique. Chemin de La Chavade au Valbeleix (63). DX 1705.
- CH 1 - Anatexite leptynique (carrière SO de Combrailles sur N 687 entre Montaurier et St-Etienne des Champs (63).
- CH 2 - Anatexite à biotite. Carrière Villesbroux N.687 entre Lastic et Bourg-Lastic (63). DX 1552.
- CH 3 - Anatexite à biotite. Carrière Montelbouilloux au N de Feyt (19). DX 1560.
- Ra 3 - Leptynite. N.122, 300 m au S de Manaranches (63). DX 1573.
- Ra 5 - Leptynite anatexique rose. 200 m au S de Massanges, près Méjanesse (63). DX 1574.
- PT 1 - Leptynite anatexique dans gneiss à sillimanite, près Cisternes-la-Forêt (63). DX 1646.
- PT 2 - Embréchite oeillée. Niveau Chalvignac (barrage de l'Aigle) (15). DX 515.

HAUT - ALLIER - CEVENNES MEDITANES

Réf. échant.	HA 1 a	HA 1 b	HA 2	HA 3	HA 4	HA 5	HA 6 a	HA 6 b	HA 7 a	HA 7 b
P	24	24	13	0	0	0	13	10	18	0
Sr	41	57	56	167	182	145	78	150	72	200
Rb	660	670	510	380	410	372	440	400	415	480
Ba	425	860	770	2000	1925	1900	1000	2400	750	940
Pb	44	45	46	56	78,5	61	55,5	53,5	48	45,5
Ga	16,5	23	16,5	19	15	21	18	23	24	35,5
K ₂ O	14,60	13,40	14,20	13,40	11,00	13,40	13,20	12,80	12,80	8,40
Na ₂ O	1,40	1,80	2,20	2,00	2,00	1,90	2,20	2,15	2,80	4,80
CaO	0,122	0,162	0,145	0,212	0,220	0,127	0,147	0,185	0,127	0,248
Or	86	81	80	80	76	81	79	78	73	53

- HA 1 a - Gneiss oeillé à deux micas. Carrière sur D 11 G joignant Curmilhac à Siaugues à 2 km au SE de Curmilhac, Arc de Fix (43). An 2957, DX 339.
- HA 1 b - Gneiss oeillé à deux micas. Même localisation que ci-dessus. An 2438, DX 341.
- HA 2 - Gneiss oeillé à deux micas. D.11 G joignant Curmilhac à Siaugues à 2 km au SE de Curmilhac, en amont du ruisseau affluent de la Fioule (43). An 2958, DX 343.
- HA 3 - Gneiss oeillé. N.102 à 1 km au NO de Fix St-Geney, Arc de Fix (43). An 2991, DX 574.
- HA 4 - Gneiss oeillé - faciès plus migmatitique - N.102 à 100 m du prélèvement HA 3 en allant vers Fix St-Geney (43). An 2150, DX 345.
- HA 5 - Anatexite largement cristallisée. D.40 joignant Fix St-Geney à Allègre, à 3 km au SO d'Allègre, Arc de Fix (43). An 2439, DX 347.
- HA 6 a - Gneiss oeillé (extraction à partir de la roche totale). Descente de Villards sur Pont d'Alleyras. D.33, 300 m avant le premier virage en épingle à cheveux, Arc de Fix (43). An 2989, DX 349.
- HA 6 b - Même localisation que HA 6 a (extraction à partir d'un lot enrichi en mégacristaux). An 2440, DX 351.
- HA 7 a - Gneiss oeillé. D.33 à 1 km à l'E de St-Préjet, Arc de Fix (43). An 2559, DX 353.
- HA 7 b - Gneiss oeillé. Même localisation que HA 7 a. An 2441, DX 355.

HAUT - ALLIER - CEVENNES M E D I A N E S

Réf. échant.	HA 8	HA 9	HA 10	HA 11	HA 12	HA 14	HA 15	HA 16	HA 18	HA 19
P	0	52	37	0	0	0	13	12	0	12
Sr	145	252	465	205	332	315	172	205	205	190
Rb	350	365	328	760	368	292	300	295	330	358
Ba	1825	3170	4600	1450	2200	4400	3000	1480	1675	2250
Pb	61	43,5	116,5	65,5	76	66	-	50	62	56
Ga	22,5	26,5	22,5	18	17,5	13,5	-	24	19,5	17,5
K ₂ O	12,40	-	13,00	12,80	13,00	13,20	13,80	13,60	12,00	11,60
Na ₂ O	1,60	-	1,90	3,00	2,80	1,90	2,00	1,70	2,50	2,20
CaO	0,188	-	0,158	0,165	0,242	0,238	0,226	0,508	0,262	0,350
Or	81		80	73	73	80	82	80	74	75

- HA 8 - Gneiss oeillé. D.40 allant de Pont d'Alleyras au barrage de Poutès, 250 m avant le carrefour menant au passage à niveau, Arc de Fix (43). An 2994, DX 357.
- HA 9 - Gneiss oeillé. D.41 Pinols à Auvers à 1 km au S de Pinols, près la Fontchave - niveau de Pinols (43). DX 359.
- HA 10 - Granite de la Margeride. An 2993, DX 361.
- HA 11 - Granite du Velay. D.116, carrière de Lapalisse. Partie homogène sans mégacrists feldspathiques ni nodules de cordiérite (07). An 2965, DX 543.
- HA 12 - Granite du Velay. Même localisation que HA 11. Mégacrists feldspathiques (07). An 2996, DX 545.
- HA 14 - Anatexite nébulitique. D.288 reliant St-Cirgues à Lanarce à 7 km au SO de St-Cirgues en Montagne (07). An 2442, DX 547.
- HA 15 - Anatexite largement cristallisée (N.102 à 1 km à l'E de Lavellatte) (07). An 3018, DX 548.
- HA 16 - Granite largement cristallisé. N.106 à 2 km au N de Langogne (48). An 2443, DX 549.
- HA 18 - Anatexite leucocrate nébulitique. D.288 de Lanarce à St-Cirgues, à 5 km au SO de St-Cirgues (07). An 2444, DX 550.
- HA 19 - Gneiss oeillé. D.19 St-Etienne de Lugdarès à Luc, à 2 km au NE de Luc (07). An 2445, DX 551.

HAUT - ALLIER - CEVENNES M E D I A N E S

Réf. échant.	HA 20	HA 21	HA 22	HA 23	HA 24	HA 25	HA 26	CM 1	CM 2
P	23	20	18	20	32	16	25	18	0
Sr	33	455	580	225	167	370	63	100	172
Rb	430	247	140	298	312	220	602	712	338
Ba	470	5800	4550	3400	2660	3300	660	725	1070
Pb	54	92	-	90	47	72,5	48	57	92
Ga	26,5	17	-	23	27,5	14,5	25,5	20	13
K ₂ O	12,80	12,00		13,40	13,60	11,20	12,20	11,40	11,00
Na ₂ O	2,20	1,60		1,35	1,80	1,65	1,70	2,40	2,40
CaO	0,126	0,168		0,168	0,134	0,420	0,198	0,210	0,205
Or	78	81		84	82	78	80	74	73

- HA 20 - Leptynite anatexique. D.20 F joignant Domeyrat à La Chomette sur N.102, sous le château de Domeyrat (43). An 2990, DX 566.
- HA 21 - Gneiss leptynique. D.20 à 900 m au NE de St-Préjet Armandon (43). An 2446, DX 567.
- HA 22 - Gneiss à biotite et sillimanite. D.20, à 1,4 km au SO du carrefour avec v.o allant sur Montclard (43). DX 568.
- HA 23 - Gneiss oeillé. 100 m E de Faveyrolles, commune Chassagnes (43). An 2447, DX 569.
- HA 24 - Leptynite embréchitique. 100 m E de Faveyrolles, commune Chassagnes (43). An 2992, DX 570.
- HA 25 - Anatexite à cordiérinite faciès Aubusson. Esfacy sur D.4 à 3 km au SE de Paulhaguet (43). An 2448, DX 571.
- HA 26 - Gneiss oeillé. D.21, 200 m à l'E de Josat, Arc de Fix (43). An 2449 DX 572.
- CM 1 - Granite du Tanargue. D.5 route Col de la Croix de Millet à Prunet à 1 km au S du Col (07). An 2590, DX 552.
- CM 2 - Nébulite. D.5, route Col de la Croix de Millet à Prunet (07). An 2591, DX 553.

C E V E N N E S M E D I A N E S

Réf. échant.	CM 3	CM 4	CM 5	CM 6	CM 7	CM 8	CM 10	CM 11	CM 13
P	13	13	7	15	13	10	26	13	0
Sr	nd	362	163	78	40	258	293	300	261
Rb	nd	345	463	1000	690	700	345	340	278
BaO	nd	6500	1000	830	350	6250	4150	6700	3170
Pb	86	114	145	70	86	-	97	70	72
Ga	14	16	16,5	14,5	22,5	-	16	13,5	15
K ₂ O	11,40	11,40	10,60	11,20	9,80	11,40	10,00	11,60	10,80
Na ₂ O	2,00	1,60	2,00	2,20	2,20	3,40	2,40	2,50	2,20
CaO	0,195	0,172	0,127	0,133	0,154	0,600	0,177	0,170	0,350
Or	77	80	77	76	73	65	72	74	73

- CM 3 - Nébulite. D.5, route Col de la Croix de Millet à Prunet (07). An 2638, DX 554
- CM 4 - Gneiss oeilé. D.5 à 1 km au N de Rocher (07). An 2592, DX 555.
- CM 5 - Granite à biotite de Rocles. D.24, route de Lutte à Joannas, 2 km à l'W de Lutte (07). An 2593, DX 531.
- CM 6 - Granite à muscovite de Rocles. Chemin Joannas - Thauriers à 700 m au S de Joannas (07). An 2594, DX 532.
- CM 7 - Granite à deux micas de Rocles. Chemin allant du D.24 à Leyval à 2 km au S du D.24 (07). An 2595, DX 534.
- CM 8 - Migmatite nébulitique. D.24, 300 m à l'O de Pied de Boeuf (07). An 2984, DX 556.
- CM 10 - Granite d'anatexie. D.24, 2 km à l'W de Vincent (07). An 2596, DX 559.
- CM 11 - Gneiss oeilé. D.24, grand virage de Coudert (07). An 2674, DX 561.
- CM 13 - Embréchite oeilée. D.24, col de Heyrand (07). An 2672, DX 562.

L Y O N N A I S

Réf. échant.	L 1	L 2	L 3	L 4	L 5	L 6
P	20	25	49	t 46	t 28	(T+t) 80
Sr	230	542	528	165	223	230
Rb	345	252	420	448	318	345
Ba	2620	4400	4040	1770	3550	2920
Pb	72,5	72,5	28	54,5	44,5	54
Ga	13,5	14,5	12	14,5	16,5	12
K ₂ O	12,60	11,60	9,20	12,00	11,00	11,80
Na ₂ O	1,90	2,10	2,30	2,30	1,80	1,45
CaO	0,195	0,210	1,07	0,175	0,170	0,210
Or	79	76	64	76	78	82

- L 1 - Leptynite embréchitique. D 12 reliant Viricelles à Chazelles, à 500 m à l'E du carrefour avec la N.496. An 2666, DX 401.
- L 2 - Anatexite à cordiérite faciès Aubusson. Entrée St-Symphorien-sur-Coisè par D.12. An 2665, DX 403.
- L 3 - Microgranite. D.2 allant de St-Symphorien-sur-Coise à Ste-Catherine à 4,350 km au SE de St-Symphorien. An 2664, DX 411.
- L 4 - Anatexite à biotite. Carrière du Rieux, D.122 allant à St-Martin-en-Haut à 400 m au N du carrefour avec D.2, première carrière. An 2663, DX 405
- L 5 - Leptynite. Carrière du Rieux, même localisation que L 4. An 2662, DX 407.
- L 6 - Leptynite oeuillée. Carrière d'Yzeron N.89 en allant en direction de Lyon. An 2661, DX 2145.

L Y O N N A I S

Réf. échant.	L 7	L 8	L 9	L 10 a	L 10 b	L 11	L 12
P	t 53	(T+t) 82	76	(T+t) 74	(T+t) 76	T 92	23
Sr	203	62	228	215	216	237	257
Rb	305	398	208	185	190	278	348
Ba	3400	835	4960	5600	5200	3800	3700
Pb	28,5	32	50,5	72,5	53,5	-	46,5
Ga	23,5	21	12,5	13,5	12	-	8,5
K ₂ O	12,80	13,20	13,00	12,00	13,40	13,80	13,80
Na ₂ O	1,50	1,40	1,60	1,30	1,20	1,40	1,40
CaO	0,212	0,125	0,240	0,215	0,188	0,078	0,195
Or	83	84	82	83	86	85	84

- L 7 - Embréchite oeillée. Carrière d'Yzeron, N.89 en allant en direction de Lyon. An 2583, DX 409.
- L 8 - Leptynite anatexique. Carrière sur D.30 au NNE de Grezieux-la-Varenne à 1,4 km de Grezieux. An 2584, DX 2144.
- L 9 - Embréchite type Affoux. D.13, à 3,200 km à l'W des Ponts Tarrets. An 2585, DX 417.
- L 10 a - Embréchite type Affoux. D.27 à 1 km au S de St-Forgeux. An 2586, DX 419.
- L 10 b - Embréchite type Affoux. D.27 à 1 km au S de St-Forgeux. An 2587, DX 421.
- L 11 - Embréchite type Affoux. D.38 à 500 m au N du carrefour avec la route allant sur Affoux. An 2588, DX 422.
- L 12 - Cornéenne d'embréchite type Affoux. D.38 E à 100 m SE d'Affoux. An 2589, DX 424.

B A S - L I M O U S I N

Réf. échant.	BL 1	BL 1'	BL 2 a	BL 2 b	BL 3	BL 4	BL 6	BL 7	BL 9
P	M(T+t)	$\frac{(T+t)}{78 \ 33}$	(T+t)	$\frac{M(T+t)}{85}$	$\frac{M(T+t)}{83}$	0	$\frac{(T+t)}{60}$	$\frac{(T+t)}{60}$	$\frac{(T+t)}{60}$ ou RD
Sr	185	162	252	150	144	1030	640	nd	167
Rb	375	490	330	352	380	255	382	"	202
Ba	4025	3200	2900	2910	1480	8380	5000	"	5100
Pb	33	29	29	29	36	31,5	36	"	nd
Ga	16	13	18	25	11	13	15	"	"
K ₂ O	13,60	14,00	11,80	13,60	12,80	11,40	13,30	nd	nd
Na ₂ O	1,60	1,40	2,00	1,15	1,30	1,90	1,60	"	"
CaO	0,150	0,126	0,470	0,312	0,182	0,656	0,248	"	0,500
Or	83	86	75	86	85	74	82	nd	nd

- BL 1 - Embréchite amygdalaire, type Cornil. N.89 à 5 km SO de Tulle, 1ère carrière (19). An 2450, DX 1590.
- BL 1' - Embréchite à yeux feldspathiques espacés. N.89 à 5 km SO de Tulle, 1ère carrière (19). An 3002, DX 431.
- BL 2 a - Leptynite grise. Carrière du Mulatet (19). An 2451, DX 432.
- BL 2 b - Embréchite amygdalaire type Cornil. Carrière du Mulatet (19). An 2452, DX 433.
- BL 3 - Embréchite amygdalaire type Cornil. N.89 à 6,5 km au SO de Tulle, 3ème carrière (19). An 2453, DX 434.
- BL 4 - Granite de Cornil. N.89, 500 m au NO de Cornil, carrière (19). An 2454, DX 435.
- BL 6 - Granite de Favars. D.9 à 300 m à l'E du carrefour avec D.44, carrière (19). An 3003, DX 375.
- BL 7 - Embréchite leptynique. D.44 à 2,5 km au NE du carrefour de Lachamp (19). DX 436.
- BL 9 - Leptynite grise. Carrefour D.141 E et N.89, petite carrière au SE de St-Hilaire Peyroux (19). DX 437.

B A S - L I M O U S I N

Réf. échant.	BL 10	BL 11	BL 12	BL 13	BL 14	BL 15	BL 16	BL 17	BL 19
P	T 80	(<u>T</u> +t) 78	t 40	(<u>T</u> +t) 75	(T+t) 75	(<u>T</u> + <u>t</u>) 85	t 30	(T+t) ou RD	(<u>T</u> +t) 84
Sr	13	94	228	340	177	15	210	132	358
Rb	390	270	260	335	354	330	250	372	240
Ba	950	3950	4400	3400	3500	810	7600	2500	5550
Pb	13	-	28	58	42	44	60	110	111
Ga	16	-	14,5	14	9,5	11	18	17	12,5
K ₂ O	13,60	-	12,00	13,80	13,40	13,80	14,00	14,00	14,00
Na ₂ O	1,50	-	2,25	1,45	1,50	1,65	1,30	1,30	1,30
CaO	0,165	0,30	0,515	0,195	0,140	0,192	0,180	0,165	0,238
Or	84	-	74	84	84	87	86	86	86

- BL 10 - Leptynite rose type Cabane. N.89, 200 m au S du passage près St-Hilaire Peyroux (19). An 2455, DX 438.
- BL 11 - Leptynite niveau d'Aubazine, près N.89 à l'O de la Gare d'Aubazine grandes carrières (19). DX 439.
- BL 12 - Leptynite embréchitique. D.87, 100 m au N du carrefour avec N.680, carrière près Albussac (19). An 3016, DX 382.
- BL 13 - Gneiss oeilé. N.680 à 10 km au NO d'Argentat (19). An 2456, DX 441
- BL 14 - Gneiss oeilé. Cascades de Murel (19). An 3004, DX 442.
- BL 15 - Leptynite anatexique. Sommet de Roche de Vic près N.140 à 2 km au S des quatre-routes d'Albussac (19). An 2457, DX 1595.
- BL 16 - Granite oeilé. Entre Orgues et St-Saury sur D.14 à 600 m de Cirgues (46). An 2458, DX 397.
- BL 17 - Leptynite embréchitique à petits yeux feldspathiques. Carrefour route de Brugale et de D.14 (46). An 2459, DX 445.
- BL 19 - Gneiss oeilé. N.122 près Bagnac (46). An 2460, DX 446.

H A U T - L I M O U S I N

Réf. échant.	HL 1	HL 2 a	HL 3 a	HL 3 b	HL 5	HL 6 a	HL 6 b	HL 7	HL 8	HL 9
P	$\frac{(T+t)}{83}$	t 25	$\frac{(T+t)}{80}$	t 45	$\frac{(T+t)}{83}$	$\frac{(T+t)}{87}$	t 46	T 91	T 95	t 34
Sr	100	345	168	255	178	43	43	12	16	72
Rb	507	275	412	400	440	668	580	700	322	545
Ba	920	8500	1450	4800	2700	500	500	268	830	940
Pb	51	87	62	69	63	46	36	49	18	31
Ga	20,5	20	15,5	16	22,5	19	16,5	23	28,5	29,5
K ₂ O	11,60	12,20	13,40	12,00	13,20	12,00	10,00	9,60	11,00	11,60
Na ₂ O	2,80	1,40	1,90	1,50	1,75	1,50	2,00	1,70	1,50	1,45
CaO	0,238	0,252	0,278	0,180	0,220	0,138	0,192	0,138	0,115	0,189
Or	71	82	80	82	80	82	75	77	82	81

- HL 1 - Leptynite embréchitique. Route de Sauviat à St-Laurent-les-Eglises (D.5), à 500 m au S du carrefour D.29 allant sur St-Martin Terressus, massif du Thaurion (87). An 2538, DX 2193.
- HL 2 a - Gneiss ocellé du Moulin de la Betouille, à 1,800 km à l'O de St-Laurent-les-Eglises, prendre sortie O de St-Laurent par D.5, puis 1ère route à gauche, massif du Thaurion (87). An 2539, DX 635.
- HL 3 a - Leptynite embréchitique ocellée. Route St-Laurent-les-Eglises à Ambazac (87). An 2987, DX 246.
- HL 3 b - Oeil isolé. D.5, 600 m à l'E du carrefour de la route allant à Bussin, Massif du Thaurion (87). An 2560, DX 247.
- HL 5 - Embréchite ocellée. Crête du barrage sur le Thaurion, à 1,500 km en amont de St-Martin de Terressus, rive gauche. Massif du Thaurion (87). An 2541, DX 249.
- HL 6 a - Leptynite embréchitique. Sortie S de St-Priest Thaurion par D.44 au S de la Vienne. Massif du Thaurion (87). An 2158, DX 254.
- HL 6 b - Leptynite anatexique. Même localisation que HL 6 a. An 2158, DX 254
- HL 7 - Leptynite embréchitique. Nord de Limoges, route de Couzeix à Gorseix à 500 m de Couzeix. Massif du Thaurion (87). An 2159, DX 258.
- HL 8 - Leptynite embréchitique à allanite. ONO de Limoges sur N.141, 100 m après le village du Breuil, chemin menant à une carrière (87). An 2543, DX 260.
- HL 9 - Leptynite ocellée. Carrière de Pagnac, le long de la Vienne au N de St-Yrieix-sous-Aixe (87). An 2545, DX 256.

H A U T - L I M O U S I N

Réf. échant.	HL 10	HL 11	HL 12	HL 13	HL 14	HL 15	HL 16	HL 18	HL 19	HL 20
P	($\overline{T+t}$) 87	($\overline{T+t}$) 86	($\overline{T+t}$) 75	T 96	T 95	($\overline{T+t}$) 78	83	nd	24	($\overline{T+t}$) 70
Sr	92	165	102	177	28	115	77	105	64	15
Rb	323	280	408	425	623	408	455	590	870	1400
Ba	3970	5900	3810	2520	472	3300	1700	1000	555	195
Pb	30	48	35	74	40,5	54	50	42	-	-
Ga	17,5	18	16	21	20,5	22,5	20	16	-	-
K ₂ O	12,00	12,00	11,80	11,80	11,80	11,80	11,60	11,80	12,80	14,00
Na ₂ O	1,50	1,55	1,80	1,30	1,70	2,40	1,60	1,40	2,50	2,40
CaO	0,120	0,220	0,135	0,130	0,148	0,218	0,270	0,160	0,185	0,162
Or	83	81	80	84	81	74	80	83	76	78

- HL 10 - Leptynite embréchitique type Lacaux. Route de St-Laurent-sur-Gorre à Gorre (D.21), à 2 km au N de Gorre, près lieu-dit Lacaux. Massif Gorre (87). An 2546, DX 261.
- HL 11 - Leptynite embréchitique type Chenevière. V.o allant de Gorre au Theil à 1,5 km au NE de Gorre au lieu-dit La Pagénie. Massif de Gorre (87). An 2544, DX 263.
- HL 12 - Leptynite embréchitique à amphibole. Près Chenevières à 3,5 km au NO des Cars. Massif de Gorre (87). An 2547, DX 266.
- HL 13 - Gneiss oeillé. Château de Montbrun route de Dournazac à la chapelle Montbrandeix (D.64). Massif de Dourmazac (87). An 2548, DX 268.
- HL 14 - Embréchite oeillée type Miallet. Route de Miallet aux Trois Cerisiers, D.77 à 5 km au N de Miallet - carrière. Massif de Dourmazac (24). An 2549, DX 269.
- HL 15 - Leptynite embréchitique. Carrière - route de la Meyze à la Roche l'Abeille, D.17 au NO de la Roche l'Abeille, en bordure du ruisseau affluent de la Côte. Massif de Meuzac (87). An 2550, DX 271.
- HL 16 - Leptynite embréchitique. Carrière - S de Meuzac. Massif de Meuzac (87). An 2551, DX 274.
- HL 18 - Embréchite oeillée. Buffangeas, SO Chateauneuf-la-Forêt, sur v.o joignant D.16 et D.15 et passant par Buffangeas, domaine méridional. Massif de Chateauneuf-la-Forêt (87). An 2552.
- HL 19 - Granite de Vaupoutour (Moulin de Lavaud) (87). An 2985, DX 291.
- HL 20 - Granulite type St-Goussaud (près la Forêt D.44, près Montboucher) (23). An 2988, DX 288.

H A U T - L I M O U S I N

Réf. échant.	HL 22	HL 25	HL 26	HL 30	HL 31	HL 33	HL 36	HL 37	HL 40
P	M(T+t)	30	T 90	t 30	M(T+t) 83	M(T+t)	t 20	R.D ou M	T 100
Sr	78	218	192	58	144	1275	490	72	112
Rb	610	244	390	1180	488	355	292	510	385
Ba	440	5400	3060	420	1610	7200	4000	680	1950
Pb	nd	36	66	21	58	106	78	nd	nd
Ga	"	13	16	11,5	23,5	10,5	14,5	"	"
K ₂ O	nd	13,40	10,40	10,40	14,00	13,20	11,70	nd	nd
Na ₂ O	"	2,30	1,20	2,40	1,40	1,40	2,30	"	"
CaO	"	0,510	0,268	0,045	0,127	0,30	0,335	"	"
Or	nd	76	82	73	86	83	75	nd	nd

- HL 22 - Leptynite embréchitique. Carrière Martineix près D.16 reliant Fleix à Cheissoux, à 2 km au S de Cheissoux. Massif de Chateaufort-la-Forêt - domaine médian - (87). DX 1562.
- HL 25 - Leptynite embréchitique. Carrière sur D.29 joignant St-Martin de Terressus à Pont-du-Dognon, à 2,6 km au SO du carrefour avec D.19. Massif du Thaurion (87). An 2986, DX 875.
- HL 26 - Granite à mégacristsaux de feldspaths. D.12 reliant Sauviat au Theil près Chetroux. Massif du Thaurion (23). An 2954, DX 876.
- HL 30 - Granite de la Lande. A 3,200 km au SSO du Dorat sur D.26 près du champ de courses - carrière. Massif de St-Sornin-la-Marche (87). An 2981, DX 1254.
- HL 31 - Leptynite anatexique de Lanneau. Carrière du Moulin de Lanneau sur D.49 à 1 km au NO de Peyrat-de-Bellac. Massif de St-Sornin-la-Marche (87). An 2955, DX 1641.
- HL 33 - Amphibolite migmatitique. v.o joignant Droux à Blanzac à 800 m au S de Droux. Massif de St-Sornin-la-Marche. Bande des Balinares (87). An 2956, DX 877.
- HL 36 - Anatexite à cordiérite type Aubusson. Carrière du Roi, Aubusson(23) An 3009, DX 1393.
- HL 37 - Leptynite anatexique. Carrière de Pagnac au N de St-Yrieix-sous-Aixe, rive droite de la Vienne (87). DX 1639.
- HL 40 - Leptynite Rochechouart, faciès Combard. Carrière Combard à 3 km SE de Rochechouart sur D.41 (87). DX 2201.

R O U E R G U E

Réf. échant.	R 1	R 2	R 3	R 4	R 6	R 7	R 8 a	R 8 b	R 9
P	33	t 52	0	(T+t) 68	25	35	M(T+t) 68 30	32	45
Sr	208	90	375	257	nd	270	268	305	68
Rb	308	418	192	348	"	298	310	340	585
Ba	3400	2650	4700	3700	"	3050	4170	4850	1180
Pb	71,5	88	nd	62,5	"	78	65	68	48
Ga	17	15	"	15,5	"	21	17	17	13,5
K ₂ O	13,00	13,00	nd	14,20	nd	12,60	11,80	11,60	13,60
Na ₂ O	1,80	1,96	"	1,40	"	1,75	2,00	1,65	2,20
CaO	0,90	1,85	"	0,208	"	0,228	0,215	0,175	0,235
Or	81	80	nd	85	nd	81	78	81	78

- R 1 - Gneiss ocellé. Lieu-dit Moulin de Mathieu, 1,5 km NNE de Curan sur D.95. Levezou (12). An 2611, DX 283.
- R 2 - Leptynites embréchitiques. D.95, à 4 km au NNE de Curan. Levezou (12) An 2966, DX 308.
- R 3 - Anatexite. Vieille carrière D.44. Entrée E des Canabières. Levezou (12). DX 310.
- R 4 - Gneiss amygdalaire. N.593 à 4,200 km au SE de Bouloc. Levezou (12). An 2967, DX 312.
- R 6 - Gneiss ocellé. Même localisation que R.4. DX 314.
- R 7 - Granite gros grain dit d'anatexie locale, N.593 à 2,800 km au N de Montjaux. Levezou (12). An 2612, DX 522.
- R 8 a - Granite syncinématique du Pinet. D.510, entre pont suspendu sur le Tarn et Ayssènes. Rive droite du Tarn (12). An 2968, DX 296.
- R 8 b - Granite syncinématique du Pinet. Même localisation que R 8 a (12). An 2613, DX 524.
- R 9 - Granite. D.25, 500 m sortie S de Villefranche-de-Panat (12). An 2969, DX 525.

R O U E R G U E

Réf. échant	R 10	R 12	R 13	R 17	R 18	R 19	R 20	R 21	R 22
P	31	13	12	(T+t) 73	23	T 70	(T+t) 78	(T+t) 70	T 86
Sr	340	220	157	138	258	nd	nd	nd	185
Rb	308	309	300	408	305	"	"	"	265
Ba	4100	3050	1500	2480	4720	"	"	"	4150
Pb	146	62,5	73,5	53	81	"	"	60	73
Ga	16	11	17	17,5	18	"	"	13,5	13,5
K ₂ O	12,60	11,80	13,80	11,80	11,40	nd	nd	13,60	11,40
Na ₂ O	1,45	1,80	1,70	1,75	1,50	"	"	1,80	1,35
CaO	0,182	0,140	0,112	0,305	0,270	"	"	nd	0,082
Or	84	80	83	79	81	nd	nd	83	84

- R 10 - Granite gros grain. D.44 à 3,5 km au NE de Villefranche-de-Panat, près Coupiagnet. Levezou (12). An 2614, DX 526.
- R 12 - Leptynite embréchitique. D.593, à 3 km à l'ONO de Canet-de-Salars (12). Levezou. An 2622, DX 528.
- R 13 - Pegmatite. N.593, à 3 km à l'ONO de Canet-de-Salars (Levezou) (12). An 2970, DX 529.
- R 17 - Gneiss ocellé de Ste-Radegonde, chemin joignant D.56 à Ste-Radegonde, à 2 km à l'E de Ste-Radegonde (12). An 2319, DX 330.
- R 18 - Gneiss ocellé. N.602 à 3,100 km au S de la Primaube (Segala de Rodez) (12). An 2616, DX 538.
- R 19 - Leptynite ocellée. N.88, près la Mouline au S de Rodez. Massif de Rodez. DX 334.
- R 20 - Leptynite ocellée. N.594 à 500 m à l'W de Le Pas. Massif de Rodez. DX 294.
- R 21 - Leptynite embréchitique. Sur v.o joignant Le Pas sur N.594 à St-Clément (Segala de Rodez) (12). An 2995, DX 336.
- R 22 - Gneiss ocellé de Rieupeyroux. Le Théron près N.605 à 4 km au S de Rieupeyroux (12). An 2617, DX 284.

R O U E R G U E

Réf. échant.	R 27	R 28	R 29	LR 2	LR 7	LR 8	LR 10	LR 11
P	15	30	20	t→T 50	T+t 60	20	25	24
Sr	240	177	335	240	99	428	248	160
Rb	328	308	214	305	500	182	357	425
Ba	4350	3200	4550	5000	2330	4980	2700	2220
Pb	76	44	56	55	40	nd	63	57
Ga	15,5	17	15,5	10,5	23,5	"	16,5	19
K ₂ O	13,00	12,80	13,30	12,80	12,00	nd	11,60	11,60
Na ₂ O	1,30	1,55	1,20	1,60	1,50	"	1,35	1,35
CaO	0,200	0,240	0,178	0,305	0,130	0,98	0,248	0,157
Or	85	82	86	81	82	nd	82	83

- R 27 - Anatexite. N.593 à 800 m au S de Salles Curan. Levezou (12). An 2618
- R 28 - Anatexite gros grain. N.593, 600 m au S de Salles Curan. Levezou (12) An 2619.
- R 29 - Anatexite à biotite. D.29 joignant N.111 à Ségur, lieu-dit les Branques (12). An 2620, DX 1418.
- LR 2 - Gneiss oeilé de Rodez. 200 m à l'E de l'embranchement de la R.N 88 avec la route secondaire allant à Ste-Radegonde (Segala de Rodez) (12). An 2623, DX 2320.
- LR 7 - Granite des Palanges - faciès microgranite - Carrière d'Agen d'Aveyron à 1,2 km à l'E du village sur D.29 (Palanges) (12). An 2625, DX 536.
- LR 8 - Anatexites du Viaur. D.29, à 7,5 km au SE de Arques (Segala de Rodez (12). DX 643.
- LR 10 - Granite gros grain. Entrée E du village de la Trémouilles. Levezou (12). An 2626, DX 650.
- LR 11 - Gneiss de la Trémouilles : affleurement près église. Levezou (12). An 2627, DX 645.

R O U E R G U E

Réf. échant.	LR 12	LR 14	LR 20	LR 22	LR 25	LR 27	LR 36	LR 39	LR 50
P	27	22	t 16	T 89	(T+t) 65	25	T 96	T 87	17
Sr	297	383	145	144	187	252	65	104	87
Rb	292	238	350	288	375	295	312	330	400
Ba	4120	4400	2750	2680	2675	4350	1150	3850	1270
Pb	88	69	49	34	57	61,5	19	11	64
Ga	13	10,5	21,5	11,5	18	13,5	16	8	13,5
K ₂ O	12,80	13,40	13,80	13,20	13,80	13,80	12,00	13,80	12,40
Na ₂ O	1,40	2,00	1,90	1,15	1,80	1,40	1,10	0,70	1,90
CaO	0,215	0,310	0,257	0,081	0,227	0,186	0,110	0,082	0,360
Or	83	79	80	87	81	84	86	92	77

- LR 12 - Migmatites à mégacristaux de feldspaths. Assise ouest du barrage de Pareloup, près du hameau des Fouletiers. Levezou (12). An 2628, DX 646.
- LR 14 - Migmatites du Puech Agut au NO du précédent. Levezou (12). An 2971, DX 647.
- LR 20 - Migmatites de Salles Curan. A l'entrée de la ville en venant du hameau des Faux. Levezou (12). An 2972, DX 232.
- LR 22 - Porphyroïdes de Requista. Grande carrière de l'Hopital Bellegarde (12). An 2629, DX 2322.
- LR 25 - Granite de Cassagne-Begonhès. Ancienne carrière située au bord de la N.602 à 1 km du village (12). An 2630, DX 651.
- LR 27 - Migmatites de Rodez. Faciès de bordure à 12,5 km au S du village. Affleurement près N.102 (Segala de Rodez) (12). An 2631, DX 649.
- LR 36 - Gneiss de Rieupeyroux à 600 m au S du village (en venant de La Salvétat (12). An 2632, DX 2323.
- LR 39 - Gneiss de Rieupeyroux. 2 km avant le carrefour de Rieupeyroux en venant de Baraqueville (12). An 2633, DX 2324.
- LR 50 - Granite type Villefranche, au S de la Feuillade dans la vallée de la Sorène, près de l'embranchement de la Planque (12). An 2634, DX 652.

GRANITES DE L'AIGOUAL ET DU ST-GUIRAL-LIRON

Références des échantillons	Sr ppm	Rb ppm	Ba ppm	P
Ai 1 - Mégacristal dans microgranite. Filon dans schistes. Florac (48)	860	355	7000	0
Ai 2 - Mégacristal dans microgranite. Filon dans schistes. Barre des Cévennes.	960	355	8400	0
Ai 3 - Mégacristal dans microgranite. Filon dans schistes. Barre des Cévennes.	960	348	7800	0
Ai 4 - Mégacristal dans microgranite. Filon dans schistes. Barre des Cévennes .	880	380	7000	0
Ai 5c - Mégacristal (coeur) du granite du St-Guiral. 6,800 km de l'Eperon sur N.586 (30)	850	355	5800	0
Ai 5p - Mégacristal (écorce) du granite du St-Guiral. 6,800 km de l'Eperon sur N.586 (30)	640	475	4200	nd
Ai 6 - Feldspath (coeur) du granite du St-Guiral avec inclusions de biotite, 5,5 km de l'Esperon (30)	1000	455	6200	16
Ai 6 - Feldspath (écorce) du granite du St-Guiral avec inclusions de biotite, 5,5 km de l'Esperon (30)	820	378	5800	0
Ai 7 - Feldspath du granite du St-Guiral, à 2,7 km de l'Esperon, sur N.586 (30)	910	340	7800	15
Ai 8 - Feldspath anguleux dans enclave microgrenue à 2,7 km de l'Esperon (30)	860	370	7400	0
Ai 9 - Feldspath arrondi dans enclave microgrenue à 2,7 km de l'Esperon (30)	890	490	7000	0
Ai 10 - Feldspath arrondi dans enclave microgrenue à 6,8 km de l'Esperon, D.151 (30)	1020	435	7200	14
Ai 11 - Feldspath du granite à 6,8 km de l'Esperon. D. 151 (30)	920	390	7000	0
Ai 12c - Feldspath (coeur) avec inclusions de biotite dans granite à 2,5 km de Dourbies, sur D.151 (30)	920	430	6800	0
Ai 12p - Feldspath (périphérie) avec inclusions de biotite dans granite à 2,5 km de Dourbies, sur D.151 (30)	720	420	5400	0
Ai 13 - Feldspath du granite de Dourbies (30)	890	395	6800	0
Ai 14 - Feldspath du granite, 2 km au Sud de Dourbies, sur D.151 (30)	940	380	8000	10
Ai 15 - Grand feldspath anguleux en bordure d'enclave, 2 km au S Dourbies, D.151 (30)	960	365	7000	13

GRANITES DE L'AIGOUAL ET DU ST-GUIRAL-LIRON

Référence des échantillons	Sr ppm	Rb ppm	Ba ppm	P
Ai 16 - Feldspath plus ou moins arrondi d'enclave microgrenue. 2 km au S de Dourbies D.151 (30)	930	335	6400	0
Ai 18 - Feldspath du granite, 3 km de Dourbies (30)	830	450	6300	0
Ai 19 - Feldspath du granite près contact granite ↔ schistes, 3 km Dourbies (30)	910	415	8000	0
Ai 20 - Feldspath dans granite ↔ microgranite Hort de Dieu (Aigoual)	830	425	8400	14
Ai 21 - Feldspath dans granite ↔ microgranite (Aigoual)	940	360	9000	0
Ai 22 - Feldspath dans granite ↔ microgranite (Aigoual)	1000 1010	330 335	9000 9000	0
Ai 23 - Feldspath d'une enclave microgrenue dans granite ↔ microgranite (Aigoual)	960	360	8400	0
Ai 24 - Feldspath rapakiwi dans granite ↔ microgranite. Sommet Aigoual	960	375	8600	12
Ai 25 E - Feldspath (écorce) du granite entre sommet Aigoual et Cabullac	840	432	8100	25
Ai 25 γ - Feldspath du granite, entre sommet Aigoual et Cabullac	720	385	8400	0
Ai 26 - Feldspath dans granite ↔ microgranite contact des schistes - Manavaques	940	340	6800	22
Ai 27 - Feldspath du granite ↔ microgranite - La Brasque	980	348	8600	-
Ai 28 - Feldspath arrondi dans enclave microgrenue, La Brasque	1000	365	8600	0
Ai 29 - Feldspath anguleux dans enclave microgrenue, La Brasque	990	350	8000	0
Ai 30 - Feldspath rapakiwi dans granite ↔ microgranite, La Brasque	940	360	8000	0
Ai 31 - Feldspath anguleux du granite ↔ microgranite, La Brasque	950	340	7800	0
Ai 32 - Feldspath plus ou moins arrondi dans granite ↔ microgranite, La Brasque	990	385	8000	14
Ai 33 - Feldspath arrondi d'enclave sombre La Brasque	1020	325	8000	0
Ai 34 - Feldspath du microgranite. Col des Salides	940	320	7400	19

GRANITES DE L'AIGOUAL ET DU ST-GUIRAL-LIRON

Références des échantillons	Sr ppm	Rb ppm	Ba ppm	P
Ai 37 - Feldspath microgranite ↔ granite Maison forestière du Marquairès	860	365	6800	0
Ai 38 - Feldspath rapakiwi microgranite ↔ granite, Maison forestière du Marquairès	970	322	8000	11
Ai 39 - Feldspath du granite, 2,5 km St-Jean du Gard	890	490	7600	15
Ai 40 - Feldspath un peu arrondi dans enclave microgrenue, 2,5 km de St-Jean du Gard	890	435	7400	0
Ai 41 - Feldspath du granite entre St-Jean du Gard et Ste-Croix	940	375	6800	0
Ai 42 - Feldspath arrondi d'une enclave entre St-Jean du Gard et Ste-Croix (30)	920	400	8000	15
Ai 43 - Feldspath dans granite arénisé, à 9,3 km de St-Jean du Gard	960	385	8600	25
Ai 45 - Feldspath du granite, à 10,1 km de St-Jean du Gard	900	400	8400	0
Ai 47 - Feldspath du granite. Col de Marcoul	820	430	6800	11
Ai 48 - Feldspath du granite. Col de l'Asclier	910	455	7100	17
Ai 49 - Feldspath du granite Notre Dame de Ronvière	900	375	7700	0
FK 1 - Feldspath anguleux dans enclave tache- tée Ab 1 près contact du granite, Pont des Abarines	920	430	7400	0
FK 2 - Feldspath arrondi dans enclave Ab 1, Pont des Abarines	985	348	6100	0
FK 3 - Feldspath du granite près enclave Ab 1	900	350	6600	0
FK 4 - Feldspath arrondi dans enclave micro- granite sombre	980	400	7350	0
FK 5 - Feldspath du granite, lit du Gardon de St-Jean	725	370	6600	0
FK 6 - Feldspath arrondi dans enclave sombre Ab 3 L, Pont des Abarines	890	450	8000	0
FK 7 - Feldspath rectangulaire dans enclave sombre, Pont des Abarines Ab 2	970	355	7800	17
FK 8 - Feldspath légèrement arrondi dans une grosse enclave microgrenue claire, route Aulas - Salagone	880	415	7000	14

GRANITES DE L'AIGOUAL ET DU ST-GUIRAL-LIRON

Références des échantillons	Sr ppm	Rb ppm	Ba ppm	P
FK 9 - Feldspath du granite porphyroïde sur la route Aulas - Salagosse St-Guiral	880	380	7000	17
FK 11 - Feldspath du granite à proximité de l'enclave microgrenue SJ 1, Lit du Gardon de St-Jean	920	365	7800	0
FK 12 - Feldspath arrondi dans enclave microgrenue sombre SJ 2, Lit du Gardon de St-Jean	1050	345	8200	0
FK 13 - Feldspath du granite du Liron, lit du Gardon en amont de St-Jean du Gard, près orthogneiss - SJ 3	890	428	7100	17
FK 14 - Feldspath anguleux du grand schlieren sombre, lit du Gardon, SJ 4	890	380	6700	18
FK 16 - Feldspath légèrement arrondi dans enclave microgrenue sombre, La Brasque	1020	350	8400	0
FK 17 - Feldspath anguleux, granite ↔ microgranite, La Brasque, 10 cm de l'enclave	950	360	7800	7
FK 18 - Feldspath du granite, 10 cm de l'enclave, N.586 à 5,5 km de l'Esperon	880	520	7400	14
FK 19 - Feldspath arrondi dans enclave. N.586 à 5,5 km de l'Esperon	990	540	6000	20
FK 20 - Feldspath d'enclave, carré en bordure, N.586 à 5,5 km de l'Esperon	910	405	8000	0
FK 21 - Feldspath anguleux du microgranite sombre de bordure entre les Marquairès et les Rousses	1010	315	8300	0
FK 22 - Feldspath du granite porphyroïde sur la route Le Vigan - L'esperon, près d'Arphy	980	380	7600	0
FK 23 - Feldspath de la zone en bordure d'une enclave, route du Vigan à Arphy - coeur -	880	410	7600	0
FK 23 - Feldspath de la zone en bordure d'une enclave, route du Vigan à Arphy - périphérie -	780	435	7800	14

M O N T A G N E N O I R E

N° analyse chimique	3111 (b)	3774 (c)	3831 (c)	3770 (c)	3771 (c)	3773 (c)	-	-
Réf. éch.	MN 6b	MN 32b	MN 49b	MN 54b	MN 56b	MN 58b	MN 64b	MN 66b
SiO ₂	34,15	36,40	35,25	34,55	36,10	34,00	nd	nd
Al ₂ O ₃	18,70	18,85	20,25	19,40	20,20	19,15	"	"
Fe ₂ O ₃	3,80	10,65	4,85	12,60	9,65	13,05	"	"
FeO	16,50	12,20	11,95	10,65	11,05	10,00	"	"
MgO	9,20	7,90	11,00	9,50	9,40	7,00	"	"
CaO	0,45	0,55	0,70	0,60	0,80	0,80	"	"
Na ₂ O	0,00	0,10	0,20	0,10	0,10	0,10	"	"
K ₂ O	8,40	7,30	7,65	7,20	7,30	6,80	"	"
TiO ₂	2,40	1,80	2,30	2,30	2,50	2,30	"	"
P ₂ O ₅	0,80	nd	nd	nd	nd	nd	"	"
F	nd	nd	nd	nd	nd	nd	"	"
MnO	0,30	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	"	"
H ₂ O ⁺	2,20	1,30	0,90	1,80	1,65	2,80	"	"
H ₂ O ⁻	1,00	0,30	0,10	0,00	0,10	0,20	"	"
Rb ppm	560	780	360	750	980	820	820	870
Ba ppm	680	470	2480	440	355	155	240	88
Zr ppm	78	160	150	220	250	145	270	70
Nb ppm	53	52	28	52	53	84	120	170
Polymorphe	1 M	1 M	1 M	1 M	1 M	1 M	1 M	1 M
Réf. DX	743	1437	1438	1440	1441	1442	1956	1957
" DS	265	271	272	274	275	276	277	280

ROUERGUE - LIMOUSIN - LYONNAIS

N° analyse chimique	3571 (c)	3594 (c)		3327 (a)	3195 (a)	3196 (a)	3328 (a)
Réf. éch.	R 1b	R 7b	R 33b	HL 5b	HL 29b	HL 31b	HL 36b
SiO ₂	35,00	35,00	nd	33,40	34,00	32,30	33,20
Al ₂ O ₃	17,90	17,90	"	17,65	22,65	18,75	18,90
Fe ₂ O ₃	13,15	13,15	"	11,20	8,70	11,00	7,00
FeO	12,40	12,40	"	14,40	12,30	15,50	16,40
MgO	6,00	6,00	"	7,95	8,40	7,20	8,40
CaO	0,45	0,45	"	0,85	0,60	0,60	0,85
Na ₂ O	0,20	0,20	"	0,30	0,70	0,70	0,30
K ₂ O	7,00	7,00	"	6,35	6,30	6,90	5,65
TiO ₂	2,50	2,50	"	2,05	1,30	1,30	2,30
P ₂ O ₅	0,40	0,40	"	0,10	0,05	0,05	0,10
F	nd	nd	"	nd	nd	nd	nd
MnO	0,20	0,20	"	0,30	0,25	0,45	0,20
H ₂ O ⁺	1,50	1,50	"	2,80	1,80	1,70	2,85
H ₂ O ⁻	0,45	0,45	"	1,00	0,50	0,80	0,40
Rb ppm	695	680	400	635	405	960	532
Ba ppm	710	840	1900	300	1130	320	685
Zr ppm	40	220	170	430	154	132	248
Nb ppm	36	56	36	84	29	98	56
Polymorphe	1 M	1 M	nd	nd	nd	1 M	nd
Réf. DX	1443	1301	-	745	746	1582	744
" DS	288	291	-	-	-	292	-

Réf. échant.	Ra 3 b	Ra 5 b	L 2 b	L 15
Rb	740	810	740	308
Ba	560	145	880	1000
Zr	940	500	60	76
Nb	200	135	50	25
Polymorphe	nd	nd	1 M	1 M
Réf. DX	-	-	1730	1729
" DS	-	-	267	281

COMPOSITION DE BIOTITES

HAUTE VALLEE DU CHAVANON

ALLAGNON

ARC DE FIX

N° analyse chimique	3906 (c)	3905 (c)	3769 (c)	3772 (c)	3570 (c)	-	-	4065 (b)
Réf.éch.	A 10b	A 11b	HA 3b	HA 5b	HA 16b	CH 1b	CH 2b	CH 3b
SiO ₂	36,00	35,45	33,00	34,40	34,00	nd	nd	36,50
Al ₂ O ₃	17,15	16,90	23,10	19,80	17,00	"	"	15,25
Fe ₂ O ₃	8,45	12,20	8,25	13,05	12,30	"	"	4,00
FeO	14,15	13,40	13,90	10,00	12,65	"	"	17,00
MgO	8,30	6,35	7,80	7,60	7,40	"	"	11,10
CaO	0,50	0,50	0,75	0,70	0,50	"	"	1,55
Na ₂ O	0,25	0,25	0,10	0,10	0,20	"	"	0,20
K ₂ O	7,05	6,90	6,60	6,80	6,90	"	"	8,00
TiO ₂	3,00	2,90	2,40	1,80	2,30	"	"	2,60
P ₂ O ₅	0,10	0,10	0,75	nd	0,30	"	"	0,40
F	nd	nd	nd	nd	nd	"	"	nd
MnO	0,15	0,15	0,10	0,10	0,20	"	"	0,35
H ₂ O ⁺	2,25	2,40	1,90	2,90	1,90	"	"	2,60
H ₂ O ⁻	0,40	0,20	0,60	0,10	0,40	"	"	0,60
Rb ppm	500	645	760	765	850	660	475	545
Ba ppm	2000	390	385	430	255	380	820	600
Zr ppm	240	120	135	100	120	170	-	140
Nb ppm	45	52	100	105	86	94	-	36
Polymorphe	1 M	1 M	1 M	1 M	1 M	nd	nd	nd
Réf. DX	1435	1436	1578	1433	1434	-	-	-
" DS	287	289	283	284	285	-	-	-

N° d'analyse chimique	3326 (a)	3323 (a)	3324 (a)	3402 (b)	3757 (b)
Réf. échant.	HL 5m	HL 29m	HL 31m	MN 6m	MN 32m
SiO ₂	44,60	53,60	58,50	47,40	45,90
Al ₂ O ₃	34,50	30,65	26,25	31,75	34,35
Fe ₂ O ₃	1,70	1,30	1,50	2,90	1,60
FeO	0,45	0,35	0,30	0,40	0,70
MgO	1,50	1,55	1,40	2,10	1,60
CaO	2,20	0,50	0,75	1,40	1,60
Na ₂ O	0,70	1,50	1,50	0,00	0,60
K ₂ O	8,10	5,70	6,10	7,70	8,30
TiO ₂	0,60	0,35	0,40	1,05	0,85
P ₂ O ₅	0,50	0,25	0,25	0,50	0,30
F	nd	nd	nd	nd	nd
MnO	nd	nd	nd	nd	tr
H ₂ O ⁺	3,95	4,30	3,60	4,30	4,40
H ₂ O ⁻	0,50	0,10	0,00	0,90	0,00
Rb ppm	518	158	418	292	470
Ba ppm	650	2980	410	3600	940
Zr ppm	182	117	117	450	150
Nb ppm	34	11	26	18	20

M U S C O V I T E

Réf.éch.	Ra 5m	MN 54m	MN 56m	R 1 m	R 7 m	R 33m	HL 22m	HA 5 m
Rb ppm	860	455	680	455	420	212	930	450
Ba ppm	320	720	780	860	840	3700	195	620
Zr ppm	150	68	135	455	299	270	-	280
Nb ppm	53	50	30	41	16	15	-	36

P L A G I O C L A S E

Réf.éch.	MN 6	MN 64	MN 66	HA 18	HA 20	Ra 5	HL 31	HL 36	HL 40
Sr ppm	325	272	54	290	38	97	132	540	137
Rb ppm	153	26	33	78	62	670	162	71	64
Ba ppm	2660	100	35	180	80	180	465	420	310

BIBLIOGRAPHIE

- ABERDAM D. et KERN R., 1962.- Observations au microscope électronique de quelques feldspaths perthitiques. *C.R. Acad. Sci. fr. t.255*, p. 734 à 736.
- ABERDAM D., KERN R., LEYMARIE P. et PIERROT M., 1964.- Etude cristallographique détaillée d'une orthose cryptoperthitique. *C.R. Acad. Sci. fr. t. 258*, p. 1268 à 1271.
- ABERDAM D., 1965.- Utilisation de la microscopie électronique pour l'étude des feldspaths. Observation sur les microperthites. *Sciences de la Terre, Nancy*, n° 6, 76 p.
- AHRENS L.H., 1948.- The geochemistry of radiogenic strontium. *Min. Mag.*, vol. 28, n° 200, p. 277 à 296.
- AHRENS L.H., 1963.- Lognormal - type distributions in igneous rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, p. 877 à 890.
- AHRENS L.H., 1966.- Notes on the Rb-Cs dispersion relationship with particular reference to pegmatitic microclines from the Sayan Mountains. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 30, p. 105 à 107.
- AHRENS L.H., 1966.- Element distributions in specific igneous rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 30, p. 109 à 122.
- AHRENS L.H., PINSON W.H. et KEARNS M.M., 1952.- Association of Rubidium and their abundance in common igneous rocks and meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, tome 2, n° 4, p. 229 à 242.
- ALLING H.L., 1932.- Perthites. *Amer. Miner.*, vol. 17, p. 43 à 65.
- ALEKSIEV E. et BOYADJIEVA R., 1966.- Content of rare earths in the standard igneous rocks G.1 - W.1 and G.B. Analyse par fluorescence X. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1966, t. 30, n° 5, p. 511 à 513.
- ALLEGRE J.C., HAMET J. et JAVOY M., 1968.- Etude des rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ du massif granitique du Folat et de ses filons : datation et pétrogénèse. *C.R. Acad. Sc. Paris t.266*, p. 2180 à 2183.
- ANTHONIOZ P.M., 1962.- Sur un métamorphisme de contact au front des migmatites en Basse Marche. *C.R. Acad. Sc. fr. t.254*, n° 19, p.3379 à 3381.
- ANTHONIOZ P.M. et FERRAGNE A., 1969.- Réflexions sur la nature et la position stratigraphique de quelques formations oeillées dans le N.O de la Péninsule Ibérique. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t.269, p. 138 à 141.
- ARRIENS P.A., BROOKS C., BOFINGER V.M. et COMPSTON W., 1966.- The discordance of mineral ages in granite rocks from the redistribution of rubidium and strontium. *J. Geophys. Res.*, U.S.A., 71, n° 20, p. 4981 à 4993.
- ARTHAUD F., MATTAUER M. et PROUST F., 1967.- A propos des nappes de style pennique de la zone axiale de la Montagne Noire. Observation à une note récente de F. Ellenberger. *C.R. Soc. Géol. fr.*, t.7, p. 326 à 330.
- ARTHAUD F., MATTAUER M. et MATTE Ph., 1969.- La direction des plis couchés penniques de la phase majeure hercynienne et submériidienne dans les Cévennes méridionales. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 269, p. 556 à 559.
- AUTRAN A. et GUITARD G., 1967.- Sur le granite de Mt Louis (Pyrénées Orientales). *Bull. Soc. Géol. fr.*, 6e S., t. VII, p. 245 à 269.

- BAMBAUER H.U., BRUNNER G.O. et LAVES F., 1962.- Wasserstoff Gehalte in Quarzen aus Zerrklüften des Schweizer Alpen und die diutung ihrer regionalen Abhängigkeit. *Schweiz. Miner. und Petr. Mitt.*, 42 Heft 1, p.221 à 237.
- BARRERE J., 1966.- Le groupe précambrien de l'Amsaga, entre Atar et Akjoujt (Mauritanie). Etude d'un métamorphisme profond et de ses relations avec la migmatisation. *Mém. B.R.G.M.*, n° 42.
- BARTH T.F.W., 1934.- Polymorphic phenomene and crystal structure. *Amer. J. Sci.*, 5, 27, p. 273 à 286.
- BARTH T.F.W., 1956.- Studies in gneiss and granite I et II. *Skrifter utgitt av Det Norske Videnskaps - Akademi Oslo - I Mat. Naturv. Klasse 1956* n° 1, Oslo I Kommissjon hos Jacob. Dybwad 1956.
- BARTH T.F.W., 1959.- Principles of classification and norm calculations of metamorphic rocks. *J. of Geol.* vol. 67, n° 2, p. 135 à 152.
- BARTH T.F.W., CORRENS C.W. et ESKOLA P., 1960.- Die entstehung der Gesteine. *Berlin Springer Verlag*, 422 p. VIII. Traduction B.R.G.M. n° 4384 par Fonteilles M., p. 334 à 368 : Les faciès minéralogiques.
- BARTH T.F.W., 1961.- The feldspar lattices as solvents of foreign ions. *Cursillos y Conferencias Instituto "Lucas Mallada"*, fasc.VIII, p. 3 à 8.
- BARTH T.F.W., 1962.- The feldspar Geologic thermometers. *Norsk. Geol. T, Bd* 42, H.2, p. 330 à 388.
- BARTH T.F.W., 1965.- On the constitution of the alkali feldspars. *Vol. 10*, n° 1 - 4, p. 14 à 33. *Mineral (Tschermaks) petrogr. Mitt.*, *Osterr.*
- BARTH T.F.W., 1968.- Additional data for the two feldspar geothermometer. *Lithos, Norvège*, 1, n° 4, p. 305 - 306.
- BARTH T.F.W., 1969.- Feldspars. *Edit. John Wiley 1969*, 261 p.
- BASSOT J.P., 1955.- Etude de la partie orientale du Massif de la Borne (Ardèche) et de sa couverture cristallophyllienne. *Dipl. Géol. Pétrogr. Clermont*, 51 p.
- BERTHELAY J.C., 1968.- Etude géochimique des ectinites de la Moyenne Dordogne (Massif Central français). *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 266, n° 2, p. 54 à 57.
- BETHUNE P. de, GOOSSENS P. et BERGER P., 1965.- Emploi des grenats zonaires comme indicateurs du degré de métamorphisme. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 260, gr. 9, p. 6946 à 6949.
- BEUS A.A. et OYZERMAN M.T., 1965.- Distribution of rubidium in igneous rocks and the correlation between rubidium and potassium. *Geochemistry*, vol. 2, n° 6, p. 985 à 993.
- BIGONNET G., 1960.- Etude géologique du Plateau d'Ussel - Eygurande (Corrèze). *Dipl. Géol. Pétrogr., Univ. Clermont*, 50 p., ronéotypé.
- BILLINGS G.K., RAYLAND P.C. et ADAMS J.A.S., 1966.- Possible Rubidium-iron covariance in potassium feldspars. *Nature, G.B.*, 210, n° 5038, p. 829 à 830.
- BOGDANOFF S., COLLOMB P. et ELLENBERGER F., 1967.- Polymétamorphisme et "effets de couverture" dans la zone axiale de la Montagne Noire (Espionouse et Caroux, Hérault). *C.R. Som. Soc. Géol. fr., fasc.6*, p. 223 à 227.

- BOGDANOFF S., 1968.- Aspect et âge de l'anatexie dans la zone axiale de la Montagne Noire - Espinouse, Hérault. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 267, n° 20, p. 1565 à 1566.
- BOGDANOFF S., 1969.- Sur la sillimanite de la zone axiale de la Montagne Noire (Monts de l'Espinouse, Hérault). *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 268, p. 2163 à 2166.
- BOLLMANN W. et NISSEN H.U., 1968.- A study of optimal phase boundaries: the case of exsolved alkali feldspars. *Acta Crystallogr. A*, Danem, 24, n° 5, p. 546 à 557.
- BONHOMME M., 1962.- Contribution à l'étude géochronologique de la plateforme de l'ouest africain. *Ann. Fac. Sc. Clermont*, n° 5.
- BORDET P., 1963.- Courbes pour la détermination des feldspaths plagioclases, haute température et basse température dans la zone perpendiculaire à g¹ (010). *Bull. Soc. fr. Minér. Cristall.*, LXXXVI, p. 206 - 207.
- BORDET P. et CHAURIS L., 1965.- Triclinisme lié à une zone d'écrasement dans les feldspaths potassiques du granite de l'Aber Ildut (Finistère). *Bull. Soc. fr. Minér. Cristall.*, t. 88, fasc. 3, p. 527 - 528.
- BOROVIK T.F., ROMANOVA T.F. et KALITA E.D., 1958.- Cs-Rb Microcline Perthite. *Geochemistry* n° 2, p. 141 à 150.
- BOROVIK T.F., ROMANOVA T.F., SOSEDKO A.F. et SAVINOVA E.N., 1958.- K/Rb ratio in minerals from pegmatite of the Kola Peninsula, as showing by spectrographic analysis. *Geochemistry*, n° 4, p. 420 à 429.
- BOSE M.K., 1968.- Perthite, a possible indicator of subsolvus temperature. *Norsk. geol.*, T, 1968, 48, n° 1-2, p. 117 à 120.
- BOULIN J. et CHENEVOY M., 1968.- Métamorphisme à disthène-sillimanite et à andalousite-sillimanite : étapes successives d'une même évolution dans le Massif Central français et les Cordillères bétiques internes. *C.R. Acad. Sc. Paris*, tome 266, série D, n° 3, p. 200 à 204.
- BOYER Cl., 1964.- Etude de quelques terrains cristallins et cristallophylliens du Cabardès. Feuille de Carcassonne au 1/50 000. *Bull. Serv. Carte Géol. fr.*, t. LX, n° 277, p. 123 à 132.
- BRADSHAW P.M.D., 1967.- Measurement of the modal composition of a granitic rock powder by point-counting, infrared spectroscopy and X ray diffraction. *Mineral. Mag.*, 36, n° 277, p. 94 à 100.
- BROUSSE R., 1957.- Mode de formation des nodules de cordiérite du granite de La Palisse (Ardèche). *Bull. Soc. fr. Minér. Cristall.*, vol. 80, p. 39 à 48.
- CAPDEVILA R., 1967.- Répartition et habitus de l'apatite dans le granite de Neira (Espagne), comparaisons avec des données expérimentales et applications pétrogénétiques. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 264, p. 1694 à 1697.
- CARMAN J.H. et TUTTLE O.F., 1964.- Experimental study bearing on the origin of myrmekite. *Geol. Soc. Am. Spec. Papers*, 76, p. 29.
- CARPENTIER J.R., 1968.- Apparent retrograde metamorphism : another example of the influence of structural deformation on metamorphic differentiation. *Contr. Mineral. and Petr.*, 1968, vol. 17, p. 173 à 186.
- CHAILLOU D., 1967.- La série cristallophyllienne du socle oriental du Cézalier (Massif Central français). Etude géologique et structurale. *Thèse Doct. 3e cycle, Univ. Clermont*, 225 p.
- CHENEVOY M., 1958.- Sur l'importance et les caractères du paléovolcanisme en Limousin septentrional. *Bull. Soc. Géol. fr.*, tome VIII, p. 113 à 122.

- CHENEVOY M., 1958.- Contribution à l'étude des schistes cristallins de la partie Nord du Massif Central français. *Mém. Serv. Carte Géol. fr.* 428 p., 1 pl. 1 carte.
- CHENEVOY M., 1963.- Observations préliminaires sur les gneiss amygdalaires et les gneiss conglomératiques des terrains cristallophylliens du Massif Central français. *C.R. Soc. Géol. fr.*, p. 346 à 348.
- CHENEVOY M., 1964.- Précisions nouvelles sur les terrains métamorphiques du Mont Pilat (Massif Central) et leur histoire cristallogénétique. *Bull. Soc. Géol. fr.*, tome VI, n° 1, p. 55 à 63.
- CHENEVOY M., 1965.- Les formations amygdalaires dans les terrains cristallophylliens du Massif Central. A propos de quelques hypothèses génétiques. *C.R. 90e Congr. Soc. Sav., Nice*, t. 2, p. 261 à 270.
- CHENEVOY M., 1968.- Les gneiss amygdalaires du Massif Central français. *Rev. Géogr. phys. et Géol. Dynam.*, vol. X, fasc. 3, p. 177 à 195.
- CHENEVOY M., 1968.- Les gneiss amygdalaires du Massif Central français : anciens tufs ou laves de chimisme rhyodacitique. *C.R. Acad. Sci. fr.*, t. 266, n° 19, p. 1921 à 1923.
- CHENEVOY M. et RAVIER J., 1968.- Extension des séries cristallophylliennes à andalousite-cordiérite, et à disthène-staurotide dans les Cévennes septentrionales et médianes. *Bull. Soc. Géol. fr.*, 7e série, t. X, n° 5, p. 613 à 618.
- CHRISTOPHE-MICHEL-LEVY M., 1967.- Sur le mécanisme Na-K par voie hydrothermale dans l'albite. *Bull. Soc. fr. Minér. Cristall.*, 90, n° 3, p. 411 à 413.
- CLARK M.C. et SWAINE D.J., 1963.- Trace-element contents of the NBS reference samples numbers 1 a, 98, 99. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 27 n° 11, p. 1139 à 1142.
- COGNE J. et ELLER J.P. von, 1961.- Défense et illustration des termes leptynite et granulite en pétrographie des roches métamorphiques. *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, t. 14, fasc. 2, p. 59 à 64.
- COGNE J., 1965.- Les gneiss oeillés de Languidou (Sud Finistère), un jalon nouveau de la base du Brovérien supérieur dans les schistes cristallins de la Bretagne méridionale. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 261, p. 2237 à 2240.
- COLLOMB P., 1954.- Les phases du métamorphisme en Rouergue. *Bull. Soc. Géol. fr.*, tome 4, p. 715 à 728.
- COLLOMB P., 1957.- Formations acides d'origine éruptive dans la série cristallophyllienne du Rouergue. *C.R. Soc. Géol. fr.*, n° 4, p. 58 à 61.
- COLLOMB P., 1961.- Granite et tectonique postmétamorphique en Rouergue occidental. Essai de chronologie des événements. *C.R. Soc. Géol. fr.*, n° 7 p. 204 à 206.
- COLLOMB P., ELLENBERGER F. et FUCHS Y., 1962.- Sur l'âge et la nature du métamorphisme hercynien dans la région de Lamalou-les-Bains (zone axiale Montagne Noire). *C.R. Soc. Géol. fr.*, 1962, n° 3, p. 70 à 72.
- COLLOMB P. et ELLENBERGER F., 1965.- Age relatif et signification de la linéation régionale dans la Montagne Noire (Massif du Caroux et ses enveloppes). *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 261, p. 195 à 198.
- COLLOMB P., 1966.- Tectoniques superposées et contrôle mécanique du métamorphisme dans le Rouergue hercynien (Sud-Ouest du Massif Central français). In *Etages tectoniques ; coll. de Neuchâtel 18 - 21 avril 1966*, pp. 193 à 202, Neuchâtel - La Baconnière Edt.

- COLVILLE A.A. et RIBBE P.H., 1968.- The crystal structure of an adularia and a refinement of the structure of orthoclase. *Amer. Miner. vol.* 53, p. 25 à 37.
- CURRIE K.L., 1967.- Petrological studies. *Geol. Surv. Canada Paper*, 67, n°1, part B, p. 48-49.
- CZAMANSKE G.K., 1962.- Feldspar studies on the Finnmarka igneous complex, Oslo Province Norway. *J. Geophys. Res., U.S.A.* (1962) 67, n° 9, p.3552.
- DAVOINE P., 1969.- La distinction géochimique ortho-para des leptynites. *Bull. Soc. fr. Cristallogr.*, 92, p. 59 à 75.
- DEBAT P., 1967.- Etude pétrographique des gneiss ocellés intercalés dans la série micaschisteuse du Sorézois (Montagne Noire). *Bull. Soc. fr. Mineral. Cristallogr.*, 90, p. 236 à 240.
- DEER W.A., HOWIE R.A. et ZUSSMANN J., 1962.- Rock-forming minerals. *Longmans edit. London*.
- DELBOS L., LASSERRE M. et ROQUES M., 1964-1965.- Géochronologie et rétromorphose dans la série cristallophyllienne du Rouergue (Massif Central français). *Sciences de la Terre*, tome X, n° 3-4, p. 329-342.
- DEMAY A., 1936.- Sur la tectonique profonde des chaînes de montagnes. *Bull. Soc. Géol. Fr. 5e série*, t. VI, p. 165 à 180.
- DEMAY A., 1937.- Quelques remarques sur les gneiss d'injection des Cévennes septentrionales du Forez, du Rouergue et du Cantal. *Bull. Soc. Géol. de Fr., 5e série*, t. VII, p. 365 à 375.
- DEMAY A., 1942.- Microtectonique et tectonique profonde. Cristallisations et injections magmatiques syntectoniques. *Mémoires pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France*. 247 p.
- DEMAY A., 1945.- Sur les formations cristallophylliennes et cristallines de la Haute Vallée de l'Allier. *C.R. Soc. Géol. Fr.* n° 12, p. 158 à 160.
- DEMAY A., 1946.- Notice sur les travaux scientifiques de A. Demay. *Paris* 115p.
- DEMAY A., 1948.- Tectonique antéstéphanienne du Massif Central français. *Mém. Serv. Carte Géol. Fr.*, 1 vol. 259 p.
- DEMAY A., 1949.- Analyse stratigraphique et structurale du cristallophyllien. *Bull. Soc. Géol. Fr., 5e série*, t. XIX, p. 297 à 311.
- DEMAY A., 1950.- Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France dans les Cévennes méridionales et la Montagne Noire. *C.R. Soc. Géol. Fr.*, n° 17, p. 306 à 347.
- DEMIN A.M. et KHITAROV D.N., 1958.- Geochemistry of Potassium, Rubidium and Thallium in application to problems in petrology. *Geochemistry* 1958 - 6, p. 721 à 734.
- DIDIER J., 1962.- Temperatures de formation de certains granites du Massif Central, d'après l'étude de leurs enclaves d'origine étrangère. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, tome 255, n° 17, p. 2149 à 2151.
- DIDIER J. et MERGOIL-DANIEL J., 1963.- Note préliminaire sur la symétrie des feldspaths potassiques dans les granites des Cévennes méridionales et leurs enclaves. *C.R. Congrès Sociétés Savantes Clermont, 1963, II*, p. 83 à 86.
- DIDIER J., 1964.- Etude pétrographique des enclaves de quelques granites du Massif Central français. *Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont*, 1 vol., 254 p.
- DIETRICH R.V., 1961.- Comments on the "Two feldspar geothermometer" and K-feldspar obliquity. *Curs. Conf. Inst. Lucas Mallada, Esp.*, n° 8, p. 15 à 20.

- DIETRICH R.V., 1962.- K-Feldspar structural states as petrogenetic indicators. *Norsk. Geol. T. Bd* 42, H.2, p. 394 à 414.
- DIMITROVA E. et SARAFOVA N., 1965.- Potash-feldspar endoblastesis in the granite of Ossogovo mountain. *Travaux Géologie de Bulgarie - Série Géochimie, Minéralogie et Pétrographie*, KH (vol) V.
- DMITRIYEV L.V., KOLINA R.P. et MOISEYEVA R.P., 1962.- Variations in the composition of biotite and the conditions of its stability in granites of different petrochemical types as illustrated by the Kaib massif (Central Kazakhstan). *Geochemistry*, n° 3, p. 248-267.
- DOTTIN O., 1955.- Etude géologique des terrains cristallins de la Montagne Noire (s.s.). *Dipl. Géol. Petr. Univ. Clermont*, 160 p., ronéotypé.
- DRESCHER-KADEN F.K., 1948.- Die Feldspath-Quartz Reaktiongefüge des Granites und Gneiss. *Springer Verlag. Berlin*, 1 vol., 259 p.
- DUBOIS R., 1966.- Les gneiss ocellés de la Sila Méridionale. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, t. 262, n° 11, p. 1188 à 1191.
- ENGEL A.E. et ENGEL C.G., 1960.- Progressive metamorphism and granitization of the Major paragneiss, Northwest Adirondack Mountains - N.Y. Part II Mineralogy. *Bull. Geol. Soc. of America*, 1960, vol. 71, n° 1, p. 1 à 58.
- ESKOLA P., 1921.- The mineral facies of rocks. *Norsk. Geol. I Bd* 6.
- ESKOLA P., 1932.- On the principles of metamorphic differentiation. *Bull. Comm. Geol. Finlande*, 97, p. 68 à 77.
- ESKOLA P., 1948.- The problem of mantled gneiss domes. *Quat. Journ. of the geol. soc. of London*, Tome CIV, n° 1, p. 461 à 476.
- FABRIES J. et ROCCI G., 1965.- Le massif granitique de Tarraouadji (République du Niger) Etude et signification pétrogénétique des principaux minéraux. *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.*, t. 38, p. 319 à 340.
- FAIRBAIRN H.W., HURLEY P.M. et PINSON W.H., 1964.- Preliminary age study and initial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ of Nova Scotia granitic rocks by the Rb/Sr whole rock method. *Bull. Geol. Soc. of Amer.*, 75, p. 253 à 258.
- FONTEILLES M., 1962.- Evolution orogénique et types de métamorphisme. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, t. 255, n° 17, p. 2134 à 2136.
- FONTEILLES M. et GUITARD G., 1964.- "L'effet de socle" dans le métamorphisme hercynien de l'enveloppe paléozoïque des gneiss des Pyrénées. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, t. 258, p. 4299 à 4302.
- FONTEILLES M., 1965.- L'équilibre chimique dans le métamorphisme. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 1965, (7), VII, p. 136 à 146.
- FONTEILLES M. et GUITARD G., 1968.- Les domaines réactionnels de la mésozone et de la catazone et leur interprétation par les phénomènes de déséquilibre et la mobilité de l'eau : application aux associations minérales des micaschistes et paragneiss d'origine pélitique des Pyrénées. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 1968, t. 267, p. 1561 à 1564.
- FORESTIER F.H., 1957.- Caractères des migmatites du socle métamorphique en Haute-Loire. *C.R. Soc. Géol. Fr.*, n° 1, p. 19 à 21.
- FORESTIER F.H., 1961.- Métamorphisme hercynien et antéhercynien dans le bassin du Haut-Allier. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, t. 59, n° 271, p. 521 - 8 B.
- FRONDEL C., ITO J. et HENDRICKS J., 1966.- Barium feldspars from Franklin (New Jersey). *Amer. Mineral.*, 51, n° 9-10, p. 1388 à 1393.

- FYFE W.S., TURNER F.J. et VERHOOGEN J., 1958.- Metamorphic reactions and metamorphic facies. *Geol. Soc. Amer. Mem.* n° 73, p. 199 à 239.
- FYFE W.S., 1967.- Stability of Al_2SiO_5 polymorphs. *Chem. Geol.*, vol. 2, n°1, p. 67 à 76.
- GEZE B., 1949.- Etude géologique de la Montagne Noire et des Cévennes méridionales. *Mém. Soc. Géol. fr.*, Paris, n° 62, 1 vol. 215 p.
- GEZE B., 1956.- Les terrains cambriens et antécambriens dans le Sud du Massif Central français (Montagne Noire et Cévennes méridionales). *XX Congreso Geológico Mexico. El Sistema cambrico su paleogeografía y el problema de su base*, t. I, partie 1, p. 185 à 234.
- GEZE B., 1960.- L'orogénèse calédonienne de la Montagne Noire et les régions voisines. *Rept. 21 St Sess. intern. geol. Congr. Norden part XIX*, p. 120 à 125.
- GIBBS G.V., 1966.- The polymorphism of cordierite. I The crystal structure of low-cordierite. *Amer. Miner.*, vol. 51, n° 7, p. 1068 à 1087.
- GILMAN J.J., 1963.- The Art and Science of Growing Crystals. *John Wiley & Sons*, 493 p.
- GIRAUDON R., 1955.- Etude géologique des terrains cristallophylliens de la feuille de Brive, situés à l'ouest de la faille d'Argentat. *Dipl. Géol. Pétr. Univ. Clermont*, 1 vol. 93 p. ronéotypé.
- GLOVER J.E. et HOSEMAN P., 1967.- Authigenic high sanidine from Western Australia. *Nature G.B.*, 1967, 214, n° 5085, p. 262.
- GOGUEL J., 1965.- La cause de l'orientation des minéraux dans les roches métamorphiques. *Bull. Soc. Géol. fr.*, n° 5, p. 747 à 752.
- GOLDSMITH J.R. et LAVES F., 1954.- Potassium feldspars structurally intermediate between microcline and sanidine. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 6, p. 100 à 118.
- GOLDSMITH J.R. et LAVES F., 1954.- The microcline-sanidine stability relations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 5, p. 1 à 19.
- GOODYEAR J. et DUFFIN W.J., 1954.- The identification and determination of plagioclase feldspars by the X Ray powder method. *Min. Mag.*, vol. 30, n° 224, p. 306 à 327.
- GORAI M., 1950.- Petrological studies on plagioclases twins. *Amer. Mineral.*, t. 36, p. 884 à 901.
- GOROKHOV I.M. et ARTEMOV Yu.M., 1966.- Petrological significance of primary abundance of Sr^{87} in igneous and metamorphic rocks. *Geochemistry*, vol. 3, n° 1, p. 8 à 12.
- GRACIANSKY P. de, 1966.- Le massif cristallin du Menderes (Taurus occidental, Asie Mineure) ; un exemple possible de vieux socle granitique remobilisé. *Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn.*, vol. 8, fasc.4, p. 289 à 306.
- GRACIANSKY P. de, 1966.- La symétrie des feldspaths potassiques dans les gneiss du Massif de Menderes (Asie Mineure). *Bull. Soc. fr. Minér. Cristall.*, 89, p. 362 à 366.
- GREEN J.C., 1963.- Alkali metasomatism in a thermal gradient : two possible examples. *J. of Geol.*, vol. 71, n° 5, p. 653 à 657.
- GUIDOTTI C.V., 1963.- Metamorphism of the pelitic schists in the Bryant Pond Quadrangle Maine. *Amer. Miner.*, 48, p. 772 à 791.
- GUITARD G., 1955.- Sur l'évolution des gneiss des Pyrénées. *Bull. Soc. Géol. fr.*, t. 5, p. 441 à 469.

- GUITARD G., 1958.- Schistes cristallins et granite de la zone axiale pyrénéenne entre l'Ariège et la Méditerranée. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 6e s., VIII, p. 825 à 852.
- GUITARD G., 1958.- Gneiss acides d'origine rhyolitique dans le Massif du Canigou (Pyrénées Orientales). *C.R. Som. Soc. Géol. Fr.*, n° 2, p. 23 à 27.
- GUITARD G., RAGUIN E. et SABATIER G., 1960.- La symétrie des feldspaths potassique dans les gneiss et les granites des Pyrénées Orientales. *Bull. Soc. Fr. Minér. Cristallog.*, vol. 88, n° 1-3, p. 48 à 56.
- GUITARD G., 1961.- Microperthites d'origine volcanique dans les gneiss oeillés du Canigou (Pyrénées Orientales). *Bull. Soc. Fr. Minér. Cristallog.*, vol. 84, p. 92-93.
- GUITARD G., 1963.- La composition des biotites de gneiss oeillés du Canigou (Pyrénées Orientales) et l'origine de ces gneiss. *Bull. Soc. Fr. Minér. Cristallog.*, 86, p. 139 à 142.
- GUITARD G., 1963.- Sur l'importance des orthogneiss dérivant du métamorphisme d'anciens granites parmi les gneiss oeillés du Canigou, Pyrénées Orientales. *C.R. Som. Soc. Géol. Fr.*, fasc. 4, p. 130 à 132.
- GUITARD G., 1963.- Sur la présence de feldspaths à structure "rapakivi" et à inclusions en zone dans les gneiss oeillés du Massif de Canigou - Caranca (Pyrénées Orientales). *C.R. Som. Soc. Géol. Fr.*, f. 3, p. 82-83.
- GUITARD G., 1964.- Un exemple de structure en nappe de style pennique dans la chaîne hercynienne ; les gneiss stratoïdes du Canigou (Pyrénées Orientales). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 258, p. 4597 à 4599.
- GUITARD G., 1965.- Associations minérales, subfaciès et types de métamorphisme dans les micaschistes et les gneiss pélitiques du Massif du Canigou (Pyrénées Orientales). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. 7, n° 3, p. 356 à 383.
- GUITARD G., 1967.- Phases de plissement dans les terrains métamorphiques de la zone axiale pyrénéenne du Canigou, durant l'orogénèse hercynienne. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 265, n° 19, p. 1357 à 1361.
- GYSIN M., 1963.- Les feldspaths potassiques des porphyres de Roffna. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* Band 43, Heft 1, p. 385 à 405.
- HAFNER St. von et LAVES F., 1963.- Magnetische Kernresonanz von Al²⁷ in einigen Orthoklasen. *Schw. Miner. und Petro. Mitt.*, 43, Heft 1, p. 65 à 69.
- HALL A., 1965.- The origin of accessory garnet in the Donegal Granite. *Miner. Mag. G.B.*, vol. 35, n° 272, p. 628 à 633.
- HALL A., 1966.- The Ardara pluton : a study of the chemistry and crystallisation of a contaminated granite intrusion. *Proc. r. Irish Acad.*, B, 65, n° 5, p. 203 à 235.
- HALL A., 1966.- A petrogenetic study of the Rosses granite complex Donegal. *J. Petrol.*, G B, 1966, 7, n° 2, p. 202 à 220.
- HALL A., 1966.- The alkali feldspars of the Ardara pluton - Donegal. *Mineral. Mag.*, G B, vol. 35, n° 273, p. 693 à 703.
- HALL A., 1966.- The feldspars of the Rosses granite complex Donegal - Ireland. *Mineral. Mag. G.B.*, vol. 35, n° 275, p. 975 à 982.

- HALL A., 1967.- The distribution of some major and trace elements in feldspars from the Rosses and Ardara granite complexes Donegal (Ireland). *Geochim. Cosmochim. Acta.*, vol. 31, n° 5, p. 835 à 849.
- HARKER A., 1939.- Metamorphism, a study of the transformation of rock masses. *Methuen C° edit.*, London, 1 vol. 362 p.
- HARKER R.I., 1954.- The occurrence of orthoclase and microcline in the granitic gneisses of the Carn Chiunneag Inchlae complex, E, Rossshire. *Geol. Mag.*, G B, 91, p. 129 à 136.
- HARME M., 1959.- Examples of the granitisation of gneisses. *Bull. Comm. Geol. Thomas Murby & Co Ed.*, 469 p.
- HARME M., 1966.- Experimental anatexis and genesis of migmatites. *Beitr. Mineral. Petrol. Dtsch.*, 12, n° 1, p. 13-14.
- HARRIS P.G., 1967.- Segregation processes in the upper mantle. *Extr. de Mantles of the Earth and Terrestrial planets*, Ed. Interscience Publishers John Wiley & Sons, p. 305 à 316.
- HARWOOD D.S. et LARSON R.R., 1969.- Variation in the Δ - index of cordierite around the Cupsuptic pluton, West-Central Moine. *Amer. Mineral.*, 54, n° 5-6, p. 896 à 908.
- HATCH F.H., WELLS A.K. et WELLS M.K., 1949.- The petrology of the igneous rocks. *Thomas Murby & Co Ed.*, 469 p.
- HAWKES L., 1929.- On a partially fused quartz-feldspar rock and on glomerogranular texture. *Miner. Mag.*, v. 22, p. 163 à 173.
- HEIER K.S., 1957.- Phase relations of potash feldspar in metamorphism. *Journ. Geol.*, vol. 65, p. 468 à 479.
- HEIER K.S. et TAYLOR S.R., 1959.- Distribution of Li, Na, K, Rb, Cs, Pb et Tl in southern Norwegian pre-Cambrian alkali feldspars. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 15, p. 284 à 304.
- HEIER K.S. et TAYLOR S.R., 1959.- Distribution of Ca, Sr et Ba in southern Norwegian pre-Cambrian alkali feldspars. *Geoch. Cosmoch. Acta*, vol. 17, p. 286 à 304.
- HEIER K.S., 1962.- Trace elements in feldspars - a review - *Norsk. Geol. T. Bd* 42, p. 415 à 454.
- HEIER K.S., 1965.- Metamorphism and the chemical differentiation of the crust. *Geol. Fören. Stockholm Forhandl* 1965, 87, n° 2, p. 249 à 256.
- HENDERSON C.M.B. et B.Sc, Ph.D., et D.I.C., 1965.- Minor element chemistry of leucite and pseudoleucite. *Miner. Mag.* vol. 35, n° 272, p. 596 à 603.
- HERVE F., 1968.- Etude pétrographique des roches métamorphiques des environs d'Uzerche (Massif Central français). *Thèse 3e cycle*, 120 p. *Lab. Petr. Fac. Sc. Paris*.
- HEWLETT C.G., 1959.- Optical properties of potassic feldspars. *Bull. Soc. Geol. of America*, n° 5, p. 511 à 538.
- HIRSCHBERG et WINKLER, 1968.- Equilibre Chlorite, Cordiérite et Almandin dans métamorphisme. *Contr. Miner. et Pétrol.*, vol. 18, p. 17 à 42.
- HORSTMAN E.L., 1957.- The distribution of Li, Rb, Cs in igneous and sedimentary rocks. *Geoch. Cosmochim. Acta*, vol. 12, p. 1 à 28.
- HUBBARD F.H., 1966.- Myrmekite in charnockite. *Amer. Miner.* vol. 51, n° 5-6 p. 762 à 773.
- HUTCHISON R., PAUL D.K. et HARRIS P.G., 1968.- Upper Mantle Composition.

- IIYAMA J.T., 1960.- Recherches sur le rôle de l'eau dans la structure et le polymorphisme de la cordiérite. *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristal.*, 83, p. 155 à 178.
- IIYAMA J.T., WYART J. et SABATIER C., 1963.- Equilibre des feldspaths alcalins et des plagioclases à 500, 600, 700 et 800° C sous une pression d'eau de 1000 bars. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, t. 256, n° 24, p. 5016 à 5020.
- IIYAMA J.T., 1966.- Contribution à l'étude des équilibres sub-solidus du système ternaire orthose-albite-anorthite à l'aide des réactions d'échanges d'ions Na-K au contact d'une solution hydrothermale. *Bull. Soc. Fr. Minér. Crist.*, 89, p. 442 à 454.
- IIYAMA J.T., 1968.- Etude expérimentale de la distribution d'éléments en traces entre deux feldspaths. Feldspath potassique et plagioclase coexistants. 1-Distribution de Rb - Cs - Sr et Ba à 600°. *Bull. Soc. fr. Minér. et Crist.*, 1968, t. 91, n° 2, p. 130 à 140.
- JOURDE G., 1958.- Etude géologique de la partie centre nord de la feuille d'Ussel (Corrèze). *Dipl. Géol. Pétr. Univ. de Clermont*, 86 p., ronéotypé.
- JUNG J. et ROQUES M., 1936.- Les zones d'isométamorphisme dans les terrains cristallophylliens du Massif Central français. *Rev. Sc. Nat. Auvergne Clermont*, vol. 2, fasc. 1-2, p. 38 à 85.
- JUNG J. et ROQUES M., 1938.- Les schistes cristallins du Massif Central. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, t. 39, n° 197, p. 120 à 148.
- JUNG J., 1946.- Géologie de l'Auvergne et de ses confins bourbonnais et limousins. *Mém. Serv. Carte Géol. Fr.*, 1 vol. 372 p.
- JUNG J. et ROQUES M., 1952.- Introduction à l'étude zonéographique des formations cristallophylliennes. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, t. 50, p. 1 à 61.
- JUNG J., 1953.- Zonéographie et âge des formations cristallophylliennes des massifs hercyniens français. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. III, fasc. 4-6, p. 329 à 343.
- JUNG J., 1954.- Problèmes géologiques dans les vieux terrains du Massif Central français. *Ann. Hebert et Haug*, t. VIII, p. 245 à 258.
- KOLBE P. et TAYLOR S.R., 1966.- Major and trace element relationships in granodiorites. *Contr. Mineral. and Petrol.* 12, p. 202 à 222.
- KORZHINSKIJ D.S., 1957.- Bases physico-chimiques de l'analyse des paragenèses de minéraux. *Acad. Sc. URSS. Trad. M. Srysmann, J. Loughnon, BRGM*, n° 2294.
- KRANK E.H. et OJA R.V., 1960.- Experimental studies of anatexis. *Rpt 21st session Int. Geol. Congr. Norden*, p. 16 à 29.
- KRETZ, 1966.- Metamorphic differentiation at Einasleigh northern Queensland. *J. Geol. Soc. Austral.*, t. 13, n° 2, p. 561 à 582.
- KUTSEV V.S., 1967.- Some petrogenetic aspects of Fe₂O₃/FeO ratio in igneous rocks. *International Geology Review.*, vol. 9, n° 11, p. 1500 à 1504.
- LABERNARDIERE H., 1967.- Sur la présence de chloritoschistes et l'existence de deux phases de métamorphisme dans la série des "micaschistes" du Millevaches (Massif Central), à la latitude d'Argentat (Corrèze). *C.R. Soc. Géol. Fr.*, fasc. 4, p. 131 à 132.
- LAMEYRE J., 1963.- Leucogranites et muscovitisation dans le Massif Central français. *Ann. Fac. Sci. Clermont*, n° 59, série E, 264 p., 12 Pl.
- LAMEYRE J., MERGOIL-DANIEL J. et LEVY C., 1968.- Etude par analyse thermique différentielle de quartz de leucogranites et de schistes cristallins du Massif Central français. *Bull. Soc. fr. Minér. Cristall.*, 91, p. 172 à 181.

- LANGE I.M., REYNOLDS R.C. et LYONS J.B., 1966.- K/Rb ratios in coexisting K-feldspars and biotites from some New England granites and meta-sediments. *Chem. Geol.* vol. 1, p. 317 à 322.
- LAPADU HARGUES P., 1945.- Apport chimique dans certaines séries cristallophylliennes. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, XV, p. 255 à 307.
- LAPADU HARGUES P., 1945.- Sur l'existence et la nature de l'apport chimique dans certaines séries cristallophylliennes. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. 15, p. 255 à 310.
- LAPADU HARGUES P., 1949.- Contribution aux problèmes de l'apport dans le métamorphisme. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. 19, p. 89 à 109.
- LAPADU HARGUES P., 1963.- Micas et feldspaths dans les granites : essai sur l'éventuelle signification de ces minéraux. *C.R. Acad. Sci.* t. 256, n° 17, p. 3726 à 3727.
- LAPPARENT J. (de), 1909.- Etude comparative de quelques porphyroïdes français. *Bull. Soc. Fr. Minér. Cristall.*, 32, p. 174 à 304.
- LATOUCHE L., 1969.- Existence d'un métamorphisme post-stéphanien dans le bassin de Graissessac et dans la partie N E de la zone axiale de la Montagne Noire (Hérault). *C.R. Som. Soc. Géol. Fr.*, n° 3, p. 93-94.
- LAVES F., 1950.- Lattice and twinning of potash feldspars. *J. of Geol.* p. 548 à 571.
- LAVES F., 1952.- Phase relations of the alkali feldspars. *J. of Geol.*, vol. 60, p. 436 à 450.
- LAVES F. et GOLDSMITH J.R., 1961.- Polymorphism, order, disorder, diffusion and confusion in the feldspars. *Curs. Conf. Inst. Lucas Mallada, Esp.* n° 8, p. 71 à 80.
- LAVES F., 1965.- The correlation of optics and lattice geometry of microcline. *Amer. Mineral.*, vol. 50, n° 3-4, p. 509 à 511.
- LAVES F. et VISEVANATHAN K., 1967.- Relations between optic axial angles and triclinicity of potash feldspars, and their significance for a definition of "stable" and "unstable" states of alkali feldspars. *Schweiz. mineral. petr. Mitt.*, 47, p. 147 à 161.
- LEBEDEV V.I., 1959.- The laws of isomorphism. 1- The distribution of Mg, Fe, Mn, Ca, Sr, Ba, Li, K, Rb and some other elements in minerals crystallizing from magmas. *Geochemistry*, n° 6, p. 585 à 597.
- LEMOINE S., 1967.- Etude géologique des schistes cristallins de la région d'Alleyras (Haute-Loire). *Thèse Doct. 3e cycle, Univ. Clermont*, 168 p.
- LOBACH-ZHUCHENKO S.B. et KYRLOV N.I., 1966.- Determining temperature of formation of precambrian rocks. *Geokhimiya*, vol. 3, n° 1, p. 146 à 151.
- MACKENZIE W.S., 1954.- The orthoclase-microcline inversion. *Min. Mag.* vol. 30, n° 225, p. 354 à 367.
- MACKENZIE W.S. et SMITH J.V., 1955.- The alkali feldspars : I.-Orthoclase-microperthites. *Amer. Mineral.*, vol. 40, n° 7-8, p. 707 à 732.
- MACKENZIE W.S., 1956.- The orientation of the pericline turn lamellae in triclinic alkali feldspars. *Miner. Mag.*, vol. 31, n° 232, p. 41 à 47.
- MACKENZIE W.S. et SMITH J.V., 1961.- Experimental and geological evidence for the stability of alkali feldspars. *Cursillos y Conferencias del Inst. "Lucas Mallada"*, fasc. VIII, p. 53 à 70.

- MACKENZIE W.S. et SMITH J.V., 1962.- Single crystal X-Ray studies of crypto and microperthites. *Norsk. Geol. Tid.*, Bd 42, p. 72 à 103.
- Mc INTIRE W.L., 1963.- Trace element partition coefficients - a review of theory and applications to geology. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 27, p. 1209 à 1264.
- MAISONNEUVE J. et MERGOIL-DANIEL J., 1967.- Calcul du rapport des intensités diffractées par deux plans : application à la détermination du taux de substitution Fe/Mg en site octaédrique dans les biotites. *Trav. Dép. Géol. Minér. Fac. Sc. Clermont, série Doc.*, 1967, n° 13, 24 p.
- MAISONNEUVE J. et TUNG S.P., 1952.- La série cristallophyllienne de l'Allagnon dans le Cantal et la Haute-Loire. *Rev. Sci. Nat. Auv.* vol. 18, fasc. 1 - 2 - 3 - 4.
- MAISONNEUVE J., 1952.- Les schistes cristallins de la région comprise entre la Moyenne vallée de l'Allagnon et la région de Brioude. *Dipl. Géol. Pétr.*, Univ. Clermont, 42 p., 4 Pl., ronéotypé.
- MARFUNIN A.S., 1961.- The relation between structure and optical orientation in potash-soda feldspars. *Cursillos y Conferencias Inst. "Lucas Mal-lada"*, fasc. VIII, p. 97 à 110.
- MARFUNIN A.S., 1962.- Some petrological aspects of order-disorder in feldspars. *Mineral. Mag.*, G.B., 33, n° 259, p. 298 à 314.
- MARMO V., 1955.- On the Microcline of the granitic rocks of Central Sierra Leone I. *Schweiz. Min.*, vol. 35, p. 155 à 167.
- MARMO V., 1962.- Signification de l'habitus des feldspaths potassiques pour le problème du granite. *Geol. Rdsch. Dtsch.*, 52, n° 1, p. 13 à 23.
- MARRE J., 1962.- Contribution à l'étude géologique de la région des Palanges (Aveyron). *Dipl. Géol. Pétr.*, Univ. Clermont, 78 p., ronéotypé.
- MAUNY R., 1965.- Mise en évidence de la transformation ordre-désordre de l'albite par la mesure de la conductibilité électrique. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 261, p. 3165 à 3168.
- Mc CONNELL, 1965.- Electron optical study of effects associated with partial inversion in a silicate phase. *Phil. Mag.* n° 11, p. 1289 à 1300.
- MEGAW H.D., 1962.- Order and disorder in feldspars. *Norsk. Geol. T.* Bd 42 p. 72 à 103.
- MEHNERT K.R., 1968.- Migmatites and the origin of granitic rocks. *Elsevier Publishing Company*, 393 p.
- MERGOIL-DANIEL J., 1968.- Etude de monocristaux aux rayons X. II - Application. Détermination α^* et β^* des feldspaths tricliniques maclés. D'après Smith and Mackenzie W.S., 1955, *Amer. Min.*, 40, p. 733 à 747. *Trav. Dép. Géol. Minér. Fac. Sc. Clermont, série Doc.* 1968, n° 18, 19 p.
- MERGOIL-DANIEL J. et BLANC Y., 1969.- Etude de monocristaux aux rayons X. I - Technologie. *Trav. Dép. Géol. Minér. Fac. Sci. Clermont, série Doc.* 1969, n° 24, 17 p.
- MERIGOUX H., 1967.- Etude des réactions d'échange dans les feldspaths alcalins. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 264, p. 2965 à 2967.
- MERIGOUX H., 1968.- Etude de la mobilité de l'oxygène dans les feldspaths alcalins. *Bull. Soc. fr. Minér. Crist.*, 91, p. 51 à 65.
- MICHOT P., 1956.- La géologie des zones profondes de l'écorce terrestre. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 80, p. 19 à 60.

- MICHEL-LEVY A., 1932.- Existence de formations antécambriennes dans la Montagne Noire. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, t. 191, p. 1366.
- MICHEL-LEVY A., 1932.- Révision feuille de Bédarieux 80 000e. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, n° 187, tome 36, p. 73 à 75.
- MILTON T. HEALD, 1950.- Thermal study of Potash-Soda feldspars. *Amer. Miner.* vol. 35, p. 77 à 89.
- MIYASHIRO A., 1953.- Calcium-poor garnet in relation to metamorphism. *Geochim. Cosmochim.*, vol. 4, p. 179 à 208.
- MIYASHIRO A., 1961.- Evolution of metamorphic belts. *J. Petr.* vol. 2, p. 277 à 311.
- MIYASHIRO A., 1967.- Orogeny, regional metamorphism and magmatism in the Japanese Islands. *Medd. tansk. geol. Foren.*, 17, n° 4, p. 390 à 446.
- MULLER, 1966.- Transformation autométamorphique rétrograde de la biotite en chlorite et muscovite dans les roches acides de profondeur. *Beitr. Mineral. Petrol. Dtsch.*, 13, n° 4, p. 295 à 365.
- MURAKAMI N. et KUBOTA S., 1963.- Coexisting feldspar in some metamorphic rocks of Japan. *J. jap. Ass. Mineralogists Petrologists econ. Geologists*, 49, n° 2, p. 67 à 83.
- NAGASAWA K., 1953.- Differential thermal analyses studies on high-low inversion of vein quartz in Japan. *Journ. Earth Sci., Jap.*, 1, p. 156 à 176.
- NANDI K., 1967.- Garnets as indice of progressive regional metamorphism. *Miner. Mag., G.B.*, n° 277, vol. 36, p. 89 à 94.
- NEUMANN H., MEAD J. et VITALIANO J., 1954.- Trace element variation during fractional crystallisation as calculated from the distribution law. *Geochim. Cosmoch. Acta*, vol. 6, p. 90 à 99.
- NEWTON, 1966.- Kyanite - andalousite equilibrium from 700 to 800°. *Science USA*, 153, n° 3732, p. 170 à 172.
- NISSSEN H.U., 1967.- Direct electron-microscopic proof of domain texture in orthoclase ($KAlSi_3O_8$). *Contr. Mineral. and Petrol.*, 16, p. 354 à 360.
- NISSSEN H.U. et BOLLMANN W., 1966.- Submicroscopic fabrics in feldspars. *Electron Microscopy. Vol. 1*, p. 591 à 592.
- OFTEDAL I., 1963.- Comment on K.S Heier : trace elements in feldspars. *Norsk. geol. T.*, 43, n° 2, p. 269-270.
- O'NEIL J.R. et TAYLOR H.P. Jr, 1967.- The oxygen isotope and cation exchange chemistry of feldspars. *Amer. Miner.*, vol. 52, n° 9-10, p. 1414 à 1437.
- ORLIAC J., 1961.- Séparation des feldspaths potassiques par densité. *Trav. Lab. Géol. Minér. Fac. Sci. Univ. Clermont. Série Docum.* n° 28, 2 p. ronéotypé.
- ORLIAC M.J., PHILIBERT J., ROQUES M. et VIALETTE Y., 1963.- Etude géochronologique par la méthode au strontium des schistes cristallins et des granites de l'anticlinal de Tulle (Corrèze) dans le Massif Central français. *C.R. 88e Congr. Nat. Soc. Sav. Clermont*, 1963, II, p. 263 à 273.

- ORVILLE P.M., 1962.- Alkali metasomatism and feldspars. *Norsk. geol. T.*, vol. 42, p. 283 à 316.
- ORVILLE P.M., 1963.- Alkali ion exchange between vapor and feldspar phases. *Amer. J. Sci.*, vol. 261, n° 3, p. 201 à 237.
- ORVILLE P.M., 1967.- Unit cell parameters of the microcline-low albite and the sanidine-high albite solid solution series. *Amer. Miner.*, 52, n° 1-2, p. 55 à 86.
- PALM Q.A., 1967.- Les roches cristallines des Cévennes médianes à hauteur de Largentière (Ardèche, Massif Central français). *Storm.*, ed. Utrecht, 1 vol., 121 p.
- PARGA-PONDAL C., MATTE P. et CAPDEVILA R., 1964.- Introduction à la géologie de l' "Ollo de Sapo". Formation porphyroïde anté-silurienne du N.O de l'Espagne. *Notas y Comunicaciones del Inst. Geol. Miner. Espana*, n° 76, p. 119 à 154.
- PERRIN R. et ROUBAULT M., 1946.- Note sur le mécanisme du métamorphisme. *Bull. Soc. Géol. fr.*, t.16, p. 155 à 168.
- PERRIN R., 1957.- Granites eutectiques ou métamorphiques. *Bull. Soc. Géol. fr. Paris*, t. 7, p. 91 à 114.
- PERRIN R. et ROUBAULT M., 1962.- Remarques sur l'interprétation géologique de synthèses expérimentales. Leur liaison avec la genèse des granites stratoïdes. *Sciences de la Terre, Nancy*, t. 9, n° 1, p. 71 à 81.
- PERRY K. Jr, 1968.- Representation of mineral chemical analyses in II dimensional space. I- Feldspars. *Lithos, Norvège*, 1, n° 3, 201 à 218.
- PETERLONGO J.M., 1958.- Terrains cristallins des Monts du Lyonnais (Massif Central français). *Ann. Fac. Sc. Clermont*, n° 4, 1 vol., 187 p.
- PIBOULE M. et VACHETTE M., 1965.- Corrélation entre la valeur du coefficient de dispersion de la biréfringence et l'âge absolu de plagioclases d'origines diverses. *C.R. Acad. Sc. fr.*, t.261, n° 4, p. 1032 à 1035.
- PIBOULE M., 1966.- La méthode géochronologique par dispersion de la biréfringence des plagioclases. Application à quelques granites et schistes cristallins du Massif Central français. *Thèse Doct. 3e cycle, Univ. Clermont*, 113 p.
- PITCHER W.S. et FLINN G.W., 1965.- Controls of metamorphism. *Geol. Journ. Spec. Issue* n° 1, 368 p., Ed. Oliver and Boyd.
- PLATEN H. von, 1965.- Kristallisation granitischer Schmelzen. *Beitr. Mineral. Petrogr. B* 11, p. 334 à 381.
- PLATEN H. von et HOLLER H., 1966.- Experimentelle Anatexis des Stainzer Plattengneisses von der Koralpe, Steiermark, bei 2,4,7 und 10 kb H₂O Druck. *Neues, Jb, Mineral, Abh. Dtsch.* 1966, 106, n° 1, p. 106 à 130.
- PRIBILE S., 1959.- Etude géologique de la série de la Moyenne Dordogne. *Dipl. Géol. Pétrogr., Univ. Clermont*, 50 p., ronéotypé.
- PUGA E. et FONTBOTE J.M., 1966.- Sur l'origine des gneiss de la Sierra Nevada (Grenade). *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 262, p. 2681 à 2684.
- RAGUIN E., 1957.- Géologie du granite. *Masson et Cie Ed.*, 275 p.
- RANKIN D.W., 1967.- Axial angle determination in Orville's microcline-low albite solid solution series. *Amer. Miner.*, vol. 52, n° 3-4, p. 414 à 417.

- RAST N., 1965.- Nucleation and growth of metamorphic minerals. in *Controls of Metamorphism Geol. J. Special Issue n° 1*, p. 73 à 102.
- RAVIER J., 1949.- Les schistes cristallins de la Haute Vallée de la Dordogne. *Dipl. Et. Sup., Univ. Clermont*, 77 p., ronéotypé.
- READ H.H., 1956.- The granite controversy. *Thomas Murby and C^y edit., London*, 1 vol., 430 p.
- REYNOLDS D.L., 1946.- The sequence of geochemical changes leading to granitization. *Quarterly Journ. of the Geol. Soc. of London*.
- REYNOLDS R.C. Jr, 1963.- K/Rb ratios and polymorphism in illites and microclines from the clay size fractions of Proterozoic carbonate rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 27, p. 1097 à 1112.
- RIMSAITE J., 1962.- Studies of rock forming micas. *Amer. Mineral.*, vol. 47, n° 1, p. 2 à 20.
- RITTMAN A., 1963.- Quantitative Conoscopie. *Schweiz. Miner. und Petr. Mitt.*, 43, 1, p. 11 à 37.
- ROCHE H. de la, 1963.- Essai sur quelques problèmes du métamorphisme des séries silico-alumineuses. *Ann. géol. Madagascar, fasc. XXVIII*.
- ROCHE H. de la, 1964.- Sur l'expression graphique des relations entre la composition chimique et la composition minéralogique quantitative des roches cristallines. *Sc. Terre, Nancy*, t. 9, n° 8, p. 293 à 337.
- ROQUES M., 1941.- Les schistes cristallins de la partie sud-ouest du Massif Central français. *Mém. Serv. Carte Géol. fr.*, 1 vol., 530 p.
- ROQUES M., 1955.- Etude quantitative des myrmékites. *Coll. Intern. Pétr. Nancy Sc. Terre*, n° hors série, p. 190 à 193.
- ROUBAULT M., 1962.- Sur les porphyroblastes de feldspaths, quelques remarques sur leur signification pétrogénétique. *Norsk Geol. T. Bd 42*, p. 514 à 532.
- SABATE P., 1968.- Etude pétrographique et structurale du socle cristallophyllien entre l'Allagnon et l'Allier (Massif Central français). *Thèse Doct. 3e cycle, Univ. Clermont*, 170 p.
- SABATIER G., 1954.- La mesure des chaleurs de transformation à l'aide de l'analyse thermique différentielle. *Bull. Soc. fr. Minér. Cristall.* 1954, 77, p. 1077 à 1083.
- SABATIER G. et WYART J., 1954.- Variations des paramètres cristallins et de la température de transformation $\alpha \rightleftharpoons \beta$ dans les quartz de synthèse. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 239, n° 17, p. 1053 à 1056.
- SABATIER G., 1963.- A propos de la mesure du pourcentage de triclinisme des feldspaths potassiques. *Bull. Soc. fr. Minér. Cristall.*, t. 86, n° 1, p. 64 à 68.
- SARAFOVA N., 1966.- On certain structural and optical types of potassium feldspars from the old granitoids in Bulgaria. *Travaux sur la Géologie de la Bulgarie, série Géochimie-Minéralogie-Pétrographie KH*, vol. VI.
- SCHAIRER J.F. et BOWEN N.L., 1955.- The system $K_2O - Al_2O_3 - SiO_2$. *Amer. J. Sci.*, t. 253, p. 681.
- SCHERMERHORN L.J.G., 1961.- Orthoclase, microcline and albite in granites. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 41, n° 1, p. 13 à 36.
- SCHEUMANN K.H., 1936.- Sur la nomenclature des roches migmatitiques et apparentées. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, Bd 48, p. 297 à 302. Trad. J.M. Peterlongo, série Docum. dép. Géol. Minér. Clermont, 1958, n° 2.

- SCHUILLING R.D., 1960.- Le dôme gneissique de l'Agoût (Tarn et Hérault). *Mém. Soc. Géol. fr.*, t. 39, n° 91, p. 1 à 58.
- SCHUILLING R.D. et WENSINK A., 1962.- Porphyroblastic et poikiloblastic textures. *Neues Jb. Mineral., Monatsch. Dtsch.*, 11-12, p. 247 à 254.
- SCHUILLING R.D., 1963.- Quelques données nouvelles sur la pétrographie du dôme gneissique de l'Agoût. *C.R. Soc. Géol. fr.*, n° 7, p. 219 à 221.
- SECK H.A., 1962.- Geochemische Untersuchungen der gleesite des Laacher Seegebietes mit besonderer Berücksichtigung der spurenelemente. *Inaugural Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades der Mathematisch Naturwissenschaftlichen, Fakultät der Universität zu Köln*, 57 p.
- SHAW D.M., 1964.- Interprétation géochimique des éléments en traces dans les roches cristallines. *Masson ed.*, 237 p.
- SHELLEY D., 1964.- On myrmekite. *Amer. Miner.*, vol. 49, n° 1-2, p. 41 à 52.
- SHELLEY D., 1964.- The significance of granophyre and myrmekitic textures in the Lundy granites. *Mineral. Mag., G.B.*, 35, n° 273, p. 678 à 692.
- SHIDO F., 1958.- Plutonic and metamorphic rocks of the Nakoso and Iutono districts in the central Abukuma Plateau. *J. Fac. Sci. Tokyo Univ., Sect. II*, 11, p. 131 à 217.
- SMITH J.V. et MACKENZIE W.S., 1955.- The alkali feldspars II- A simple X-Ray technique for the study of alkali feldspars. *Amer. Miner.*, vol. 40, n° 7-8, p. 733 à 747.
- SMITH J.V. et YODER H.S., 1956.- Experimental and theoretical studies of the mica polymorphs. *Miner. Mag. G.B.*, vol. 31, n° 234, p. 209 à 236.
- SMITH J.V. et GAY P., 1958.- The powder pattern and lattice parameters of plagioclase feldspars. *Mineral. Mag., G.B.*, vol. 31, p. 744 à 762.
- SMITH J.V. et MACKENZIE W.S., 1959.- The alkali feldspars - V : the nature of orthoclase and microcline perthites and observations concerning the polymorphism of potassium feldspars. *Amer. Mineral.*, vol. 44, p. 1169 à 1186.
- SMITH J.V., 1961.- Explanation of strain and orientation effects in perthites. *Amer. Miner.*, vol. 46, p. 1489 à 1493.
- SMITH J.V. et MACKENZIE W.S., 1961.- Atomic, chemical and physical factors that control the stability of alkali feldspars. *Curs. Conf. Inst. Lucas Mallada, Esp.*, n° 8, p. 39 à 52.
- SMITH J.V., 1962.- Genetic aspects of twinning in feldspars. *Norsk. Geol. T. Bd* 42, p. 244 à 263.
- SMITH J.V. et RIBBE P.H., 1966.- X-Ray emission microanalysis of rock-forming minerals. III- Alkali feldspars. *J. Geol.*, vol. 74, p. 197 à 216.
- SMITHSON B., 1962.- Symmetry relations in alkali feldspars of some amphibolite facies rocks from the southern Norwegian precambrian. *Norsk. geol. T. Bd* 42, p. 586 à 599.
- SORENSEN H., 1960.- Symposium on migmatite nomenclature. *Int. Geol. Congress., XXI Session, Norden, Part 26 - Supplementary vol. section 1-21 Copenhagen 1961*, 71 p.
- SRIRAMADAS A., 1957.- Diagrams for the correlation of unit cell edges and refractive indices with the chemical composition of garnets. *Amer. Miner.*, vol. 42, p. 294 à 298.
- STUGER R.H. et HART S.R., 1967.- The microcline inversion transition within a contact aureole. *Amer. Mineral.*, 52, n° 1-2, p. 87 à 116.

- SUWA K., 1961.- Petrological and geological studies on the Ryoke metamorphic belt. *The Journal of Earth Sciences of Nagoya University*, vol. 9, n° 2 p. 224 à 297.
- TAUSON L.V. et STAVROV O.D., 1957.- The geochemistry of rubidium in granitoids *Geochemistry*, n° 8, p. 819 à 824.
- TAYLOR S.R., EMELEUS C.H. et EXLEY C.S., 1956.- Some anomalous K/Rb ratios in igneous rocks and their petrological significance. *Geochim. Cosmoch. Acta*, vol. 10, p. 224 à 229.
- TAYLOR S.R. et HEIER K.S., 1958.- Alkali elements in potash feldspar from the Precambrian of southern Norway. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 13, p. 293 à 302.
- TAYLOR S.R., EWART A. et CAPP A.D., 1968.- Leucogranites and rhyolites : trace element evidence for fractionnal crystallisation and partial melting. *Lithos. Norvege*, 1, n° 2, p. 179 à 186.
- TEMPIER P., 1967.- Etude pétrographique et structurale de la série cristallophyllienne de la Moyenne Dordogne (Massif Central français). *Ann. Fac. Sc. Univ. Clermont*, n° 32, série Géol. Minér., fasc. 15, 311 p.
- THORAL M., 1935.- Contribution à l'étude géologique des Monts de Lacane et des terrains cambriens et ordoviciens de la Montagne Noire. *Bull. Serv. Carte Géol. fr.*, t. 38, n° 192, 320 p.
- TILLING, 1968.- Zonal distribution of variations in structural state of alkali feldspar within the Rader Creek pluton Boulder batholith - Montana. *J. Petrol. G.B.*, 9, n° 3, p. 331 à 357.
- TOBI A.C., 1961.- Recognition of plagioclase twins in sections normal to the composition plane. *Amer. Miner.*, vol. 46, n° 11-12, p. 1470 à 1488.
- TOBI A.C., 1962.- Characteristic patterns of plagioclase twinning. *Norsk. Geol. T. Bd* 42, p. 264 à 271.
- TOMISAKA T., 1962.- On order-disorder transformation and stability range of microcline under high water vapor pressure. *Mineral. J., Jap.* 3, n° 5-6, p. 261 à 281.
- TOURET J., 1963.- Sur la coexistence de microcline et d'orthose dans certains gneiss oeillés de la région de Vergarshei (Norvège méridionale). *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 256, n° 13, p. 2885 à 2887.
- TOURET J., 1963.- Note préliminaire sur les gneiss oeillés de la région de Vergarshei - Gjerstad (Norvège méridionale). *C.R. Som. Soc. Géol. fr.*, fasc. 2, p. 33 à 35.
- TOURET J., 1965.- Structure des gneiss oeillés du massif de Vegarshei (Norvège méridionale). *C.R. Som. Soc. Géol. fr.*, fasc. 3, p. 104 à 105.
- TRIAT J.M., 1968.- Etude pétrographique du granite de Plan de la Tour (Var) et ses enclaves. *Extrait Ann. Fac. Sc. Marseille*, t. XI, p. 5 à 30.
- TRIAT J.M., 1969.- La symétrie des feldspaths alcalins du granite du Plan de la Tour (Var). *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristall.*, 92, p. 49 à 58.
- TUNG S.P., 1950.- The crystalline schistes of lower Allagnon Valley - Central Massif fr. *Trav. Lab. Géol. Minér. Fac. Sc. Clermont*.
- TUREKIAN K.K. et WEDEPOHL K.H., 1961.- Distribution of the elements in some major units of the earth's crust. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 72, p. 175 à 192.

- TURNER F.J. et VERHOOGEN J., 1960.- Igneous and metamorphic petrology. 2e ed. Mc Graw Hill edit., 1 vol., 694 p.
- TURNER F.J., 1968.- Metamorphic petrology mineralogical and field aspects. Mc Graw Hill Book Company, 403 p.
- TUTTLE O.F., 1949.- The variable inversion temperature of quartz as a possible geologic thermometer. *Amer. Miner.*, vol. 34, p. 723 à 731.
- TUTTLE O.F., 1952.- Optical studies on alkali feldspars. *Amer. Journ. Sci. Bowen vol.*, p. 553 à 567.
- TUTTLE O.F. et KEITH M.L., 1954.- The granite problem evidence from the quartz and feldspars of a tertiary granite. *Geol. Mag.*, vol. 91, p. 61.
- TUTTLE O.F. et BOWEN N.L., 1958.- Origin of granite in light of experimental studies in the system $\text{NaAl Si}_3\text{O}_8 - \text{K Al Si}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. *Geol. Soc. Amer.*, Mem. n° 74.
- VACHETTE M., 1967.- Etude géochronologique de la Montagne Noire dans le Massif Central français. *Ann. Fac. Sc. Univ. Clermont*, n° 36, *Géol. Minér.*, fasc. 16.
- VANCE J.A., 1961.- Polysynthetic twinning in plagioclase. *Amer. Miner.*, vol. 46, p. 1097 à 1119.
- VANCE J.A. et GILREATH J.P., 1967.- The effect of synneusis on phenocryst distribution patterns in some porphyritic igneous rocks. *Amer. Miner.*, vol. 52, p. 529 à 536.
- VASCONCELOS V.C.C., 1966.- Détermination de l'âge absolu des roches de la Montagne Noire et du Rouergue par la méthode de la dispersion de la biréfringence. *Dipl. Et. Sup. Géol.*, Univ. Clermont, 51 p.
- VELDE B., 1967.- Quelques observations sur la teneur en Al des biotites, phengites et chlorites dans les schistes cristallins. *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristall.*, 90, p. 356 à 363.
- VELDE D., 1969.- Les micas des lamprophyres (kersantites, minettes et lamproïtes). *Bull. Soc. fr. Minér. Cristall.*, 92, p. 203 à 223.
- VIALETTE Y., 1962.- Contribution à l'étude géochronologique par la méthode au strontium des principaux massifs de granites et de migmatites du Massif Central français. *Ann. Fac. Sc., Univ. Clermont*, série *Géol. Minér.*, 6e fasc. n° 6, 88 p.
- VIALON P., 1962.- Orthogneiss et gneiss oeillés du massif de Dora Maira. *C.R. Soc. Géol. fr.*, n° 6, p. 178 à 179.
- VIRGO D., 1968.- Partition of strontium between coexisting K - feldspar and plagioclase in some metamorphic rocks. *J. of Geol.*, vol. 76, n° 3, p. 331 à 346.
- WAARD D. de, 1965.- A proposed subdivision of the granulite facies. *Amer. J. of Sc.*, vol. 263, n° 5, p. 455 à 461.
- WAARD D. de, 1966.- The biotite-cordierite-almandin subfacies of the hornblende-granulite facies. *Canad. Mineralogist*, 8, n° 4, p. 481 à 492.
- WAARD D. de, 1966.- On water vapor pressure in zones of regional metamorphism and the nature of the hornblende-granulite facies. *Kk1. Nederl. Akad. Wetensch. Proc.* tome 69, n° 4, p. 453 à 458.
- WALDBAUM D.R., 1968.- High temperature thermodynamic properties of alkali feldspars. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 17, p. 71 à 77.
- WEILL D.F., 1966.- Stability relations in the $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ system calculated from solubilities in the $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{Na}_3\text{Al F}_6$ system. *Geochim. Cosmoch. Acta*, vol. 30, n° 2, p. 223 à 238.

- WEISSBROD A., 1962.- Les occurrences de la cordiérite dans la haute vallée de l'Ardèche. *C.R. Acad. Sci. fr.*, t. 254, p. 3393 à 3395.
- WEISSBROD A., 1962.- Relations pétrogénétiques entre les migmatites ocellées et le granite du Velay (Massif Central français). *C.R. Acad. Sci. fr.* t. 255, n° 22, p. 3004 à 3006.
- WEISSBROD A., 1965.- Sur la structure de la cordillère de l'Europe moyenne dans le Massif Central français. *C.R. Acad. Sci. fr.*, t. 261, n° 21, p. 4457 à 4460.
- WEISSBROD A., 1967.- Explication sommaire de la carte géologique des Cévennes médianes (Massif Central français). *Ann. ENSGA et PM Nancy, Sc. Terre* 1967, XII, 4, p. 303 à 344.
- WEISSBROD A., 1968.- Les conditions du métamorphisme dans les Cévennes médianes (Massif Central français). *C.R. Acad. Sci. fr.*, 266, n° 8 p. 755 à 757.
- WEISSBROD A. et MARIGNAC C., 1968.- Sur l'origine des "schistes amygdalaires" des Cévennes. *C.R. Acad. Sci. fr.*, t. 266, n° 9, p. 865 à 867.
- WEISSBROD A., 1969.- Caractères géochimiques et origine des "schistes amygdalaires" des Cévennes (Massif Central français). *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 268, n° 25, p. 3018 à 3021.
- WHITE A.J.R., 1966.- Petrology and structure of the Rathjen granitic gneiss at the Palmer region - S. Australia - *J. Geol. Soc. Austral.*, 13, n° 2, p. 471 à 489.
- WHITE A.J.R., 1968.- Genesis of migmatites from the Palmer region of south Australia. *Chemical Geology*, vol. 1, n° 2, 66, p. 165 à 200.
- WINKLER H.G.F. et PLATEN H. von, 1958.- Experimentelle Gesteinmetamorphose : II Bildung von anatektischen granitische Schmelzen bei der Metamorphose NaCl führender Tone. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 15, p. 91 à 112.
- WINKLER H.G.F., 1960.- La genèse des granites et migmatites par anatexie expérimentale. *Rev. Geogr. Phys. Géol. Dynam. Paris*, vol. 3, p. 67 à 70.
- WINKLER H.G.F. et PLATEN H. von, 1960.- Experimentelle Gesteinmetamorphose : III Anatektische Ultrametamorphose kalkaltiger Tone. *Geochim. Cosmochim. Acta*, t. 18, p. 296 à 316.
- WINKLER H.G.F., 1961.- On coexisting feldspars and their temperature of crystallisation. *Instit. "Lucas Mallada" C.S.I.C. Espana. Cursos y Conferencias*, fasc. VIII, p. 9 à 13.
- WINKLER H.G.F. et PLATEN H. von, 1961.- Experimentelle Gesteinmetamorphose : IV Bildung anatektische schmelzen aus metamorphisierten Grauwacken. *Geochim. Cosmochim. Acta*, t. 24, p. 48 à 69.
- WINKLER H.G.F. et PLATEN H. von, 1961.- Experimentelle Gesteinmetamorphose : V Experimentelle anatektische schmelzen und ihre petrogenetische Bedeutung. *Geochim. Cosmochim. Acta*, t. 24, p. 250 à 259.
- WINKLER H.G.F., 1964.- Das P.T Feld der Diagenese und niedrig temperierten Metamorphose aufgrund von Mineralreaktionen. *Beitr. Miner. Petr.*, 10 p. 70 à 93.
- WINKLER H.G.F., 1965.- Petrogenesis of metamorphic rocks. *Ed. Springer-Verlag*, 1 vol. 220 p.
- WINKLER H.G.F., 1966.- Der prozess der Anatexis : seine bedeutung für die Genese der Migmatite. *Mineral. Petrogr. Mitt. Osterr.*, 11, n° 3 - 4, p. 266 à 287.

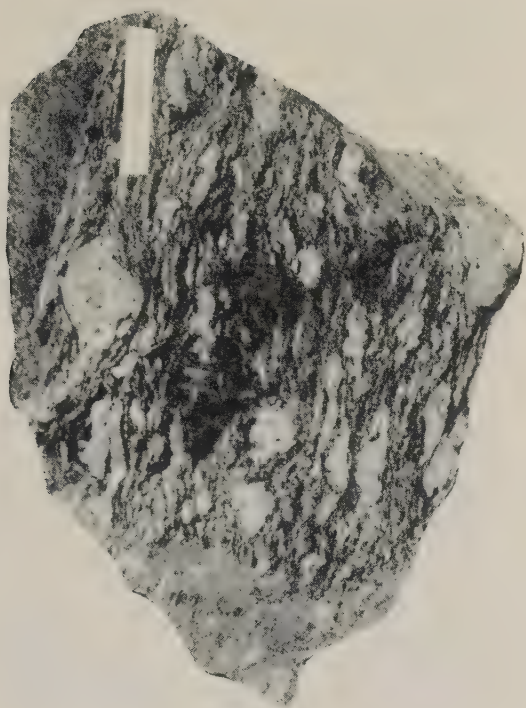
- WONES D.R. et EUGSTER H.P., 1965.- Stability of biotite : experiment, theory and application. *Amer. Miner.*, vol. 50, n° 9, p. 1228 à 1272.
- WYART J. et SABATIER G., 1956.- Mobilité des ions alcalins et alcalino-terreux dans les feldspaths. *Bull. Soc. fr. Minér. Cristall.*, 79, p. 444 à 448.
- WYART J. et SABATIER G., 1956.- Transformations mutuelles des feldspaths alcalins : reproduction du microcline et de l'albite. *Bull. Soc. fr. Minér. Cristall.*, 79, p. 574 à 581.
- WYART J. et SABATIER G., 1959.- Transformation des sédiments pélitiques à 800° C sous une pression d'eau de 1800 bars et granitisation. *Bull. Soc. fr. Minér. Cristall.*, 82, p. 201 à 210.
- WYART J. et SABATIER G., 1959.- Nouvelles observations sur la mobilité des ions silicium et aluminium dans les cristaux de feldspath. *Bull. Soc. fr. Minér. Cristall.*, 82, p. 216.
- WYART J. et SABATIER G., 1961.- Echange des atomes dans les feldspaths. Action de l'eau. *Cursillos y Conferencias del Inst. "Lucas Mallada"*, fasc. VIII, p. 23 à 26.
- WYART J., CURIEN H. et SABATIER G., 1961.- Echanges isotopiques des atomes d'oxygène dans les silicates et mécanisme d'interaction eau-silicate. *Cursillos y Conferencias del Inst. "Lucas Mallada"*, fasc. VIII, p. 27 à 30.
- WYART J. et SABATIER G., 1962.- Sur le problème de l'équilibre des feldspaths alcalins et des plagioclases. *C.R. Acad. Sc. fr.*, 255, n° 14, p. 1551 à 1556.
- WYART J. et SABATIER G., 1962.- L'équilibre des feldspaths et des feldspathoïdes en présence de solutions sodi-potassiques. *Norsk. Geol. T.*, Bd 42, p. 317 à 329.
- WYART J. et SABATIER G., 1965.- Réactions des feldspaths alcalins avec des solutions hydrothermales de CaCl₂. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 260, 9, p. 1681 à 1685.
- WYLLIE P.J., COX K.G. et BIGGOR G.M., 1962.- The habit of apatite in synthetic systems and igneous rocks. *Journ. Petrol.*, vol. III, p. 238 à 242.
- YODER H.S., 1955.- Role of water in metamorphism. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, 62, p. 505 à 524.
- ZWART H.J., 1953.- La géologie du Massif du St-Barthélémy (Pyrénées - France). *Leidse Geol. Mededelingen*, D. XVIII, p. 9 à 228.
- ZWART H.J., 1967.- Orogenesis and metamorphic facies series in Europe. *Medd. dansk. geol. Foren.*, Bd 17, n° 4, p. 504 à 516.
- ZWART H.J., 1967.- The duality of orogenic belts. *Publications from the department of Geology Aarhus University*, n° 42, p. 283 à 309.

P L A N C H E S

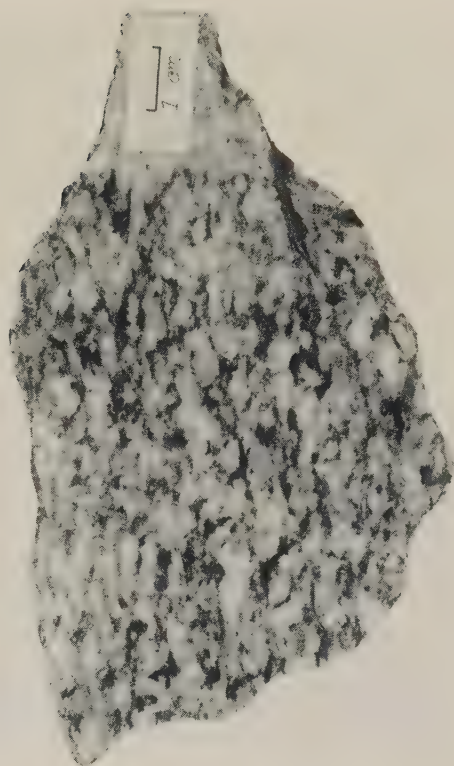
PLANCHE I

Montagne Noire -

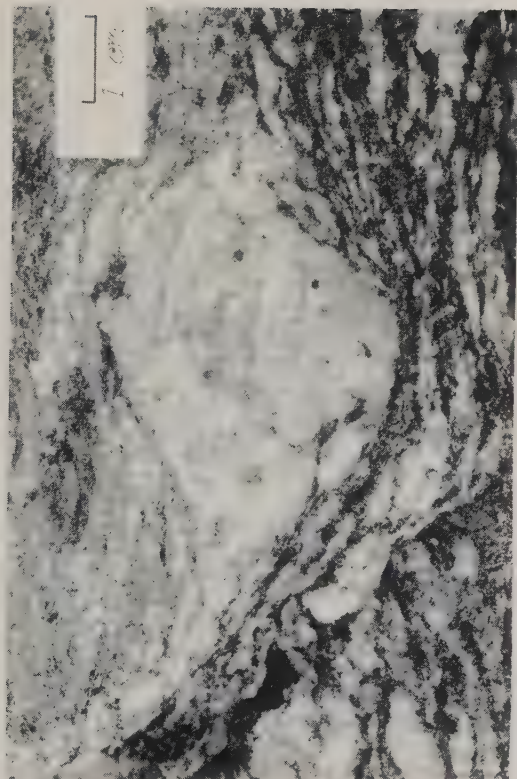
- 1 - Gneiss ocellé de l'Agoût
Gorges d'Héric (34).
- 2 - Oeil feldspathique dans gneiss ocellé de l'Agoût
(détail figure précédente)
Gorges d'Héric (34).
- 3 - Embréchite de Lacaune
N. 607 à 3 km au N d'Escandé (81)
Versant nord de l'Agoût.
- 4 - Gneiss ocellé de Plaisance
D. 53 à 100 m au nord du carrefour du D.53 et D.68 en
allant vers le Bez (81), versant nord de l'Agoût.



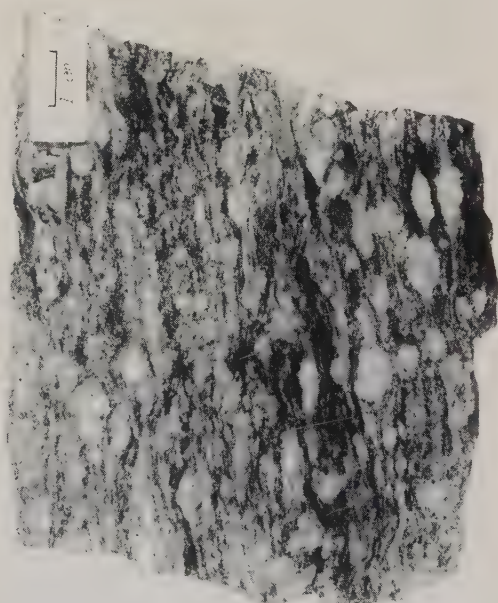
1



3



2



4

PLANCHE II

Montagne Noire -

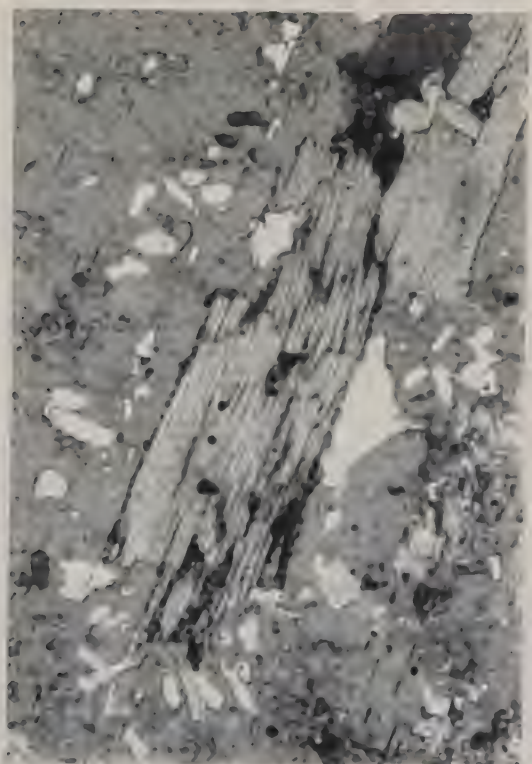
- 1 - Inclusions de biotite entourées de quartz et muscovite dans oeil feldspathique
(LP, x 35)
Gneiss oeilé - Gorges d'Héric (34).
- 2 - Inclusion de biotite avec couronne de quartz et muscovite décollée, dans feldspath potassique
(LP, x 35)
Gneiss oeilé - Gorges d'Héric (34).
- 3 - Inclusion de plagioclase à bordure corrodée, albitique ;
Le feldspath potassique est ici moiré.
(LP, x 30)
*Gneiss oeilé de Norre - v.o. joignant D.54 à Labastide
Espabairénque, 300 m au N de la limite de département (81).*
- 4 - Inclusion de plagioclase dans feldspath potassique (détail de la photo 3) - (LP, x 70).
On observe la continuité des macles polysynthétiques dans la frange claire et l'absence de corrosion au contact du quartz.
Même localisation que 3.



1



2



3



4

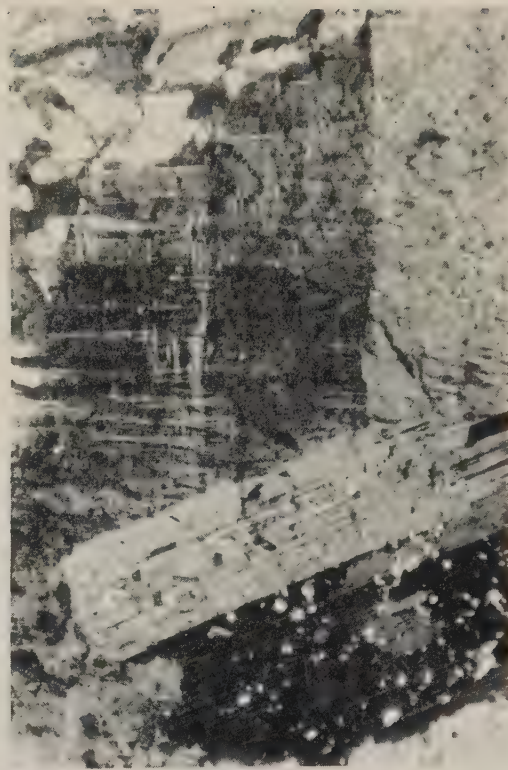
PLANCHE III

Montagne Noire -

- 1 - Cristallisation polygonale et inclusions de muscovite dans un feldspath potassique.
(LP, x 35)
Gneiss ocellé - Gorges d'Héric (34).
- 2 - Plagioclase envahi par microcline moiré
(LP, x 110)
Faciès anatexique, carrefour D.54 avec v.o. allant aux Yès - Massif de Norre (81).
- 3 - Inclusion de plagioclase dans microcline moiré maclé selon la loi de Carlsbad.
(LP, x 30)
Gneiss ocellé de Norre. D.101 joignant Miraval à la N.118 à 2 km au N de Miraval (11).
- 4 - Plagioclase à macles polysynthétiques de l'albite, irrégulières.
(LP, x 35)
Gneiss ocellé de Norre. D. 101 joignant Miraval à la N.118 à 2 km au N de Miraval.



1



3



2

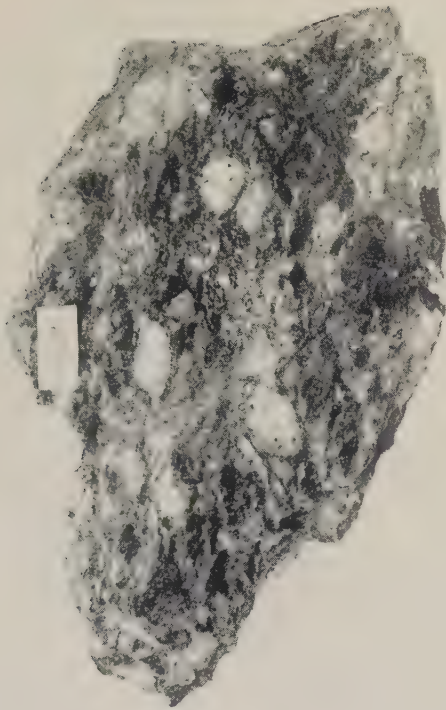


4

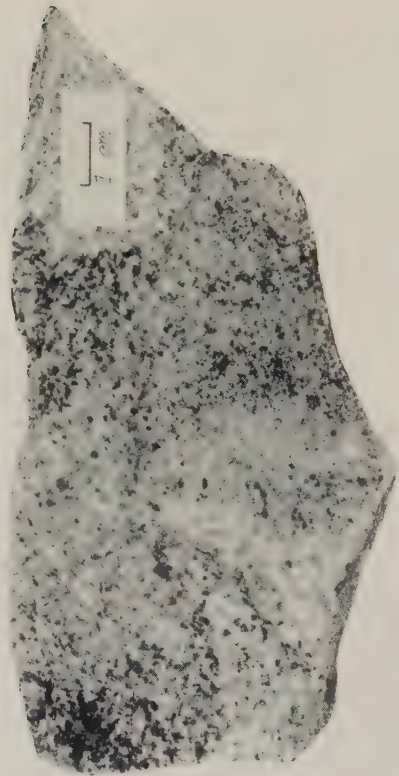
PLANCHE IV

Montagne Noire -

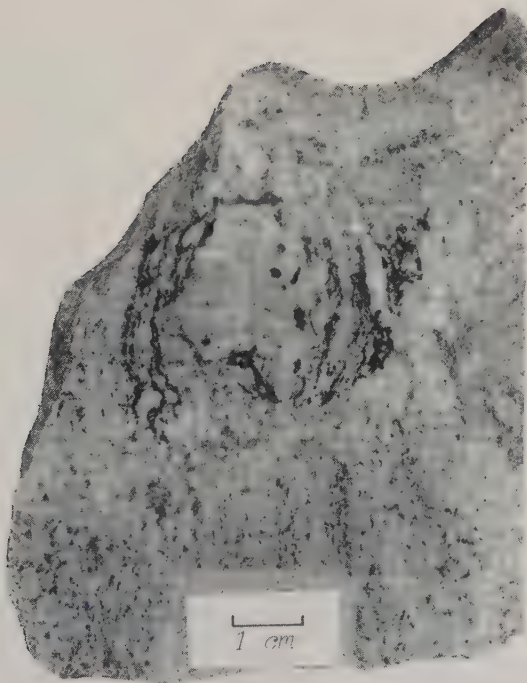
- 1 - Gneiss ocellé des Cammazes
Route des Cammazes à Durfort, à mi-chemin Sorézois (81).
- 2 - Oeil feldspathique dans anatexite leucocrate
Route des Rosis à Salvergues - Août (34).
- 3 - Anatexite leucocrate de l'Août
D. 150, 7 km au NE de La Salvetat (34).
- 4 - Anatexite leucocrate de l'Août
(LP, x 30)
Même localisation que ci-dessus.



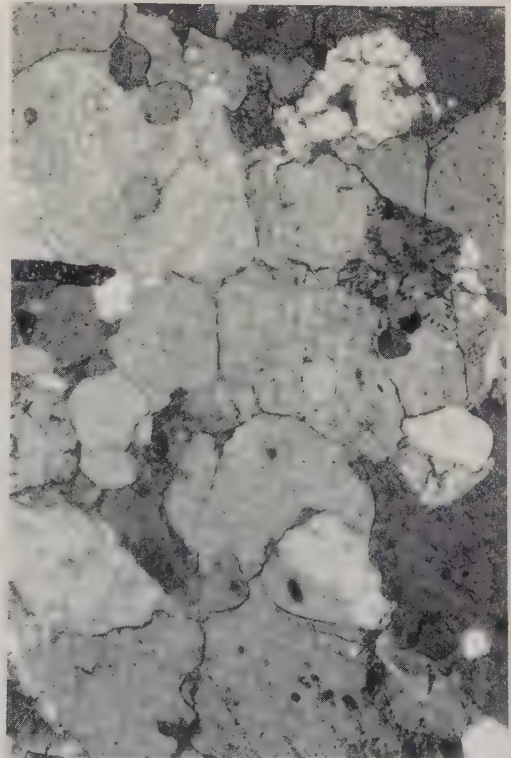
1



3



2



4

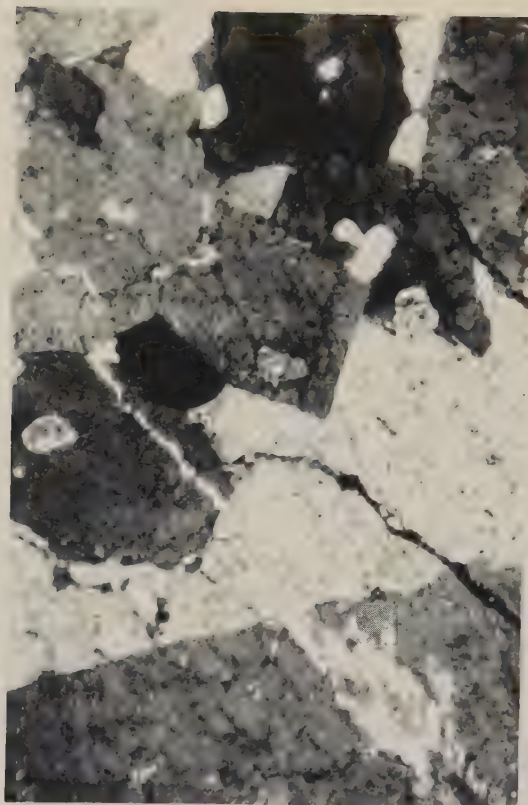
PLANCHE V

Arc de Fix -

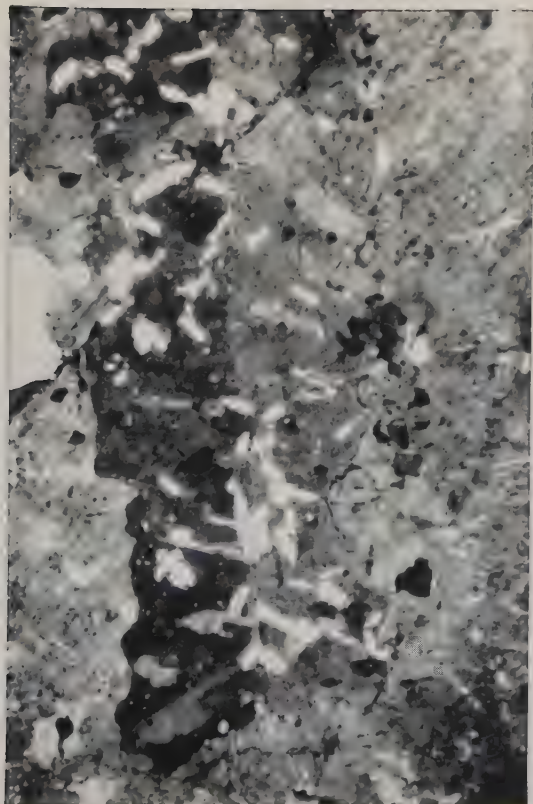
- 1 - Anatexite largement cristallisée
D.40 joignant Fix St-Geney's à Allègre. Arc de Fix (43).
- 2 - Plagioclase corrodé avec concentration d'apatite,
en inclusion dans mégacristal de feldspath potassique
(LP, x 30)
*Gneiss oeuillé à 2 micas. Carrière sur D.11 G joignant
Curmilhac à Siaugues, à 2 km au SE. Arc de Fix (43).*
- 3 - Mégacristal de feldspath potassique maclé Carlsbad
(LP, x 35).
*Gneiss oeuillé. Descente de Villards sur Pont d'Alleyras
par D.33 - Arc de Fix (43).*
- 4 - Feldspath perthitique en film dans anatexite leucocrate
nébulitique (pour comparaison anatexite leucocrate de
la Montagne Noire).
(LP, x 35)
*D. 288 de Lanarce à St-Cirgues, à 5 km au SO de St-Cirgues
(07).*



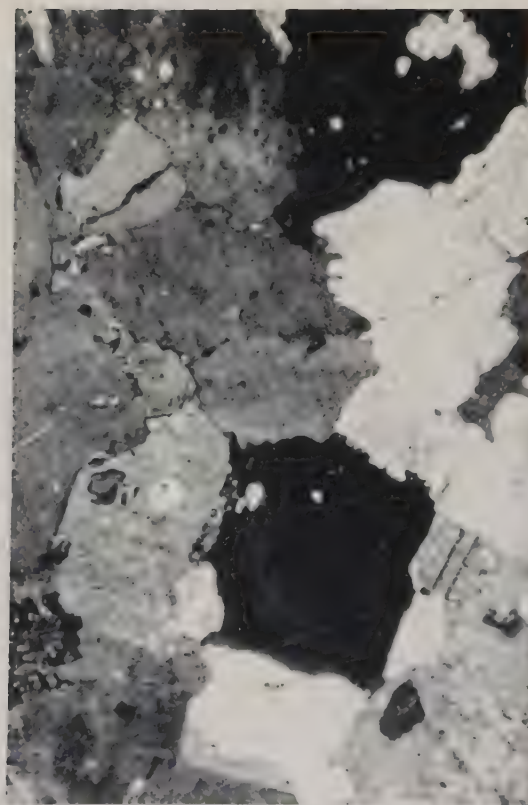
1



3



2

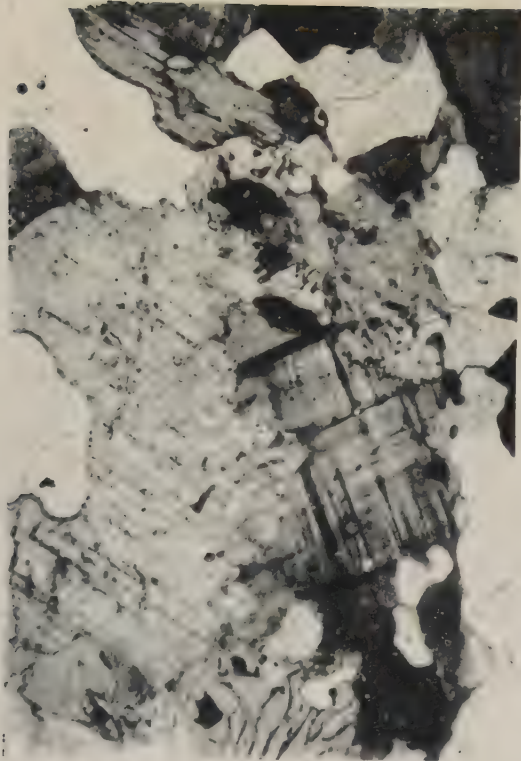


4

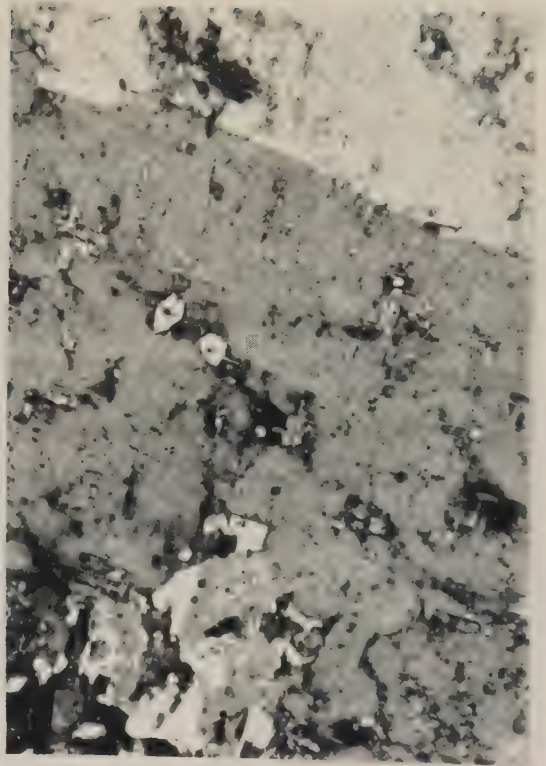
PLANCHE VI

Limousin -

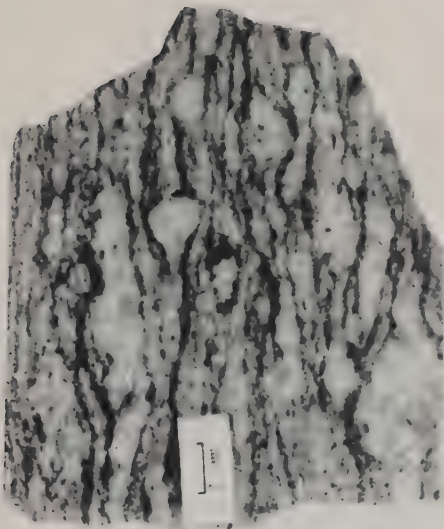
- 1 - Microcline limpide et myrmékite
(LP, x 45)
*Embréchite amygdalaire de Cornil, N.89 à 5 km au SO
de Tulle (19)*
- 2 - Mégacristal de feldspath potassique maclé selon la loi
de Carlsbad avec inclusions de biotite
(LP, x 30)
*Embréchite amygdalaire de Cornil, N.89 à 5 km au SO
de Tulle (19)*
- 3 - Embréchite amygdalaire de Cornil
Même localisation que ci-dessus.
- 4 - Leptynite rose type Cabane
*N.89, 200 m au S du passage à niveau près St-Hilaire
Peyroux (19).*
- 5 - Anatexite leptynique
*Sommet de Roche de Vic, près N.140 à 2 km au S des
Quatre-Routes d'Albussac (19).*



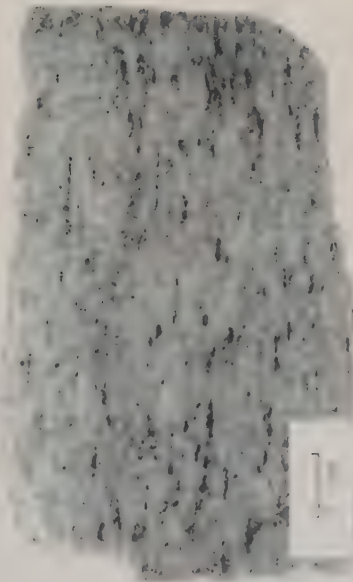
1



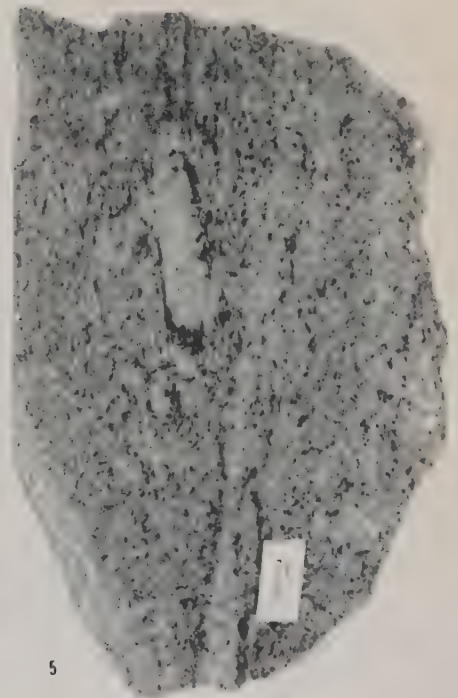
2



3



4

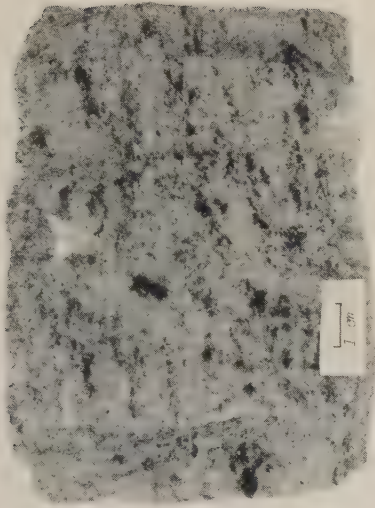


5

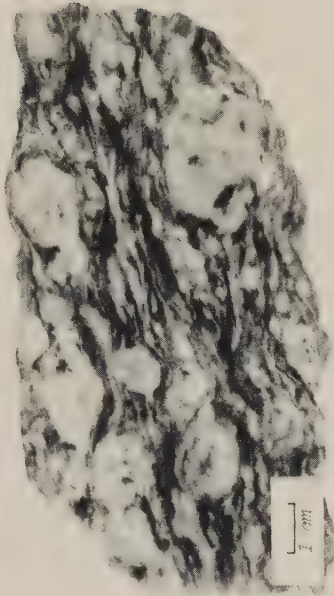
PLANCHE VII

Limousin -

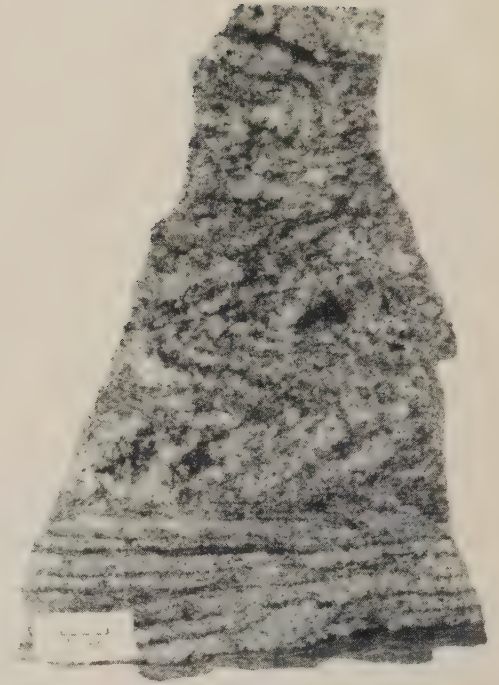
- 1 - Anatexique leptynique (HL 16)
*Route de la Meyze à la Roche l'Abeille, D.17 au N.O.
de la Roche l'Abeille, Massif de Meuzac (87).*
- 2 - Gneiss oeillé du Thaurion
*Crête du Barrage sur le Thaurion, à 1,5 km en amont de
St-Martin de Terressus, rive gauche - Massif du Thaurion (87)*
- 3 - Anatexite leptynique de Lanneau
*Carrière du Moulin de Lanneau sur D.49 à 1 km au N.O de
Peyrat de Bellac. Massif de St-Sornin la Marche (87).*
- 4 - Mégacristal de feldspath potassique avec inclusions
(LP, x 35)
*Gneiss oeillé du Moulin de la Betouille, à 1,8 km à l'O
de St-Laurent les Eglises. Massif du Thaurion (87).*
- 5 - Mégacristal de feldspath potassique partiellement recris-
tallisé.
(LP, x 45)
*Gneiss oeillé du Thaurion, à 1,5 km en amont de St-Martin
de Terressus (87).*



1



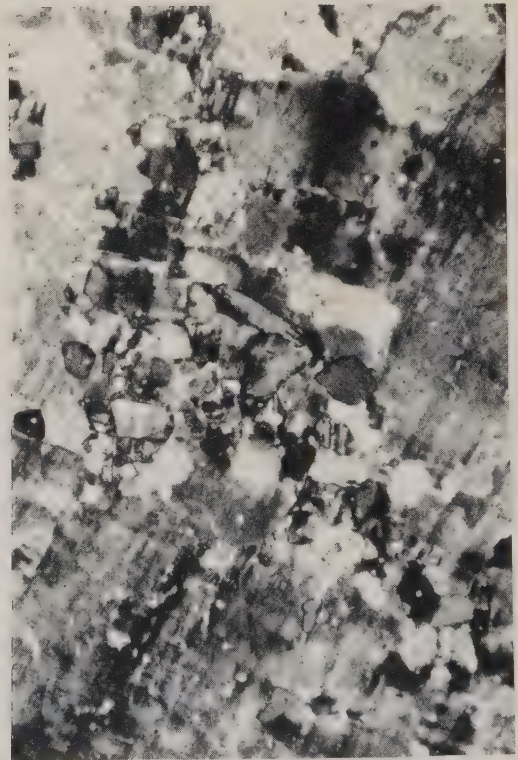
2



3



4



5

Série : E

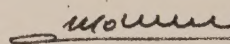
N° : 127

VU ET PERMIS D'IMPRIMER

(Décret n° 67-750 du 29 Août 1967)

Clermont-Ferrand, le 26. Mai 1970.

Le Doyen,



R. KOHLMULLER.



Imprimerie Faculté des Sciences

Clermont-Ferrand

3ème Trimestre 1970

Dépôt légal

